

**ANDRZEJ RADOMSKI, M. ADAM GASIŃSKI**

# **ELEMENTY OCEANOLOGII**

**WPROWADZENIE DO ŚRODOWISK MORSKICH**



Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego





# Spis rzeczy

Rozdział I. HISTORIA OCEANOLOGII .....	
Rozdział II. METODY I INSTRUMENTY BADAWCZE .....	
II.1. Pobieranie prób osadów i wody .....	
II.2. Pomiary głębokości .....	
II.3. Metody sejsmiczne .....	
Rozdział III. PLANETA ZIEMIA .....	
III.1. Początki Ziemi i oceanów .....	
III.1.1. Powstawanie Wszechświata .....	
III.1.2. Powstanie Ziemi .....	
III.1.3. Skąd się wzięła woda? .....	
III.1.4. Woda na Ziemi .....	
III.1.5. Cykl hydrologiczny .....	
Rozdział IV. LĄDY I OCEANY .....	
IV.1. Budowa Ziemi .....	
IV.1.1. Badania wnętrza Ziemi .....	
IV.1.2. Skorupa .....	
IV.1.3. Płaszcz .....	
IV.1.4. Jądro .....	
IV.2. Skorupa oceaniczna .....	
IV.2.1. Skorupy przejściowe .....	
IV.3. Ukształtowanie powierzchni Ziemi .....	
Rozdział V. GŁÓWNE JEDNOSTKI TOPOGRAFICZNE DEN OCEANICZNYCH	
V. 1. Krawędzie kontynentów .....	
V.1.1. Szelf .....	
V.1.1.1. Morfologia szelfów .....	
V.1.1.2. Budowa geologiczna szelfów .....	
V.1.2. Skłon kontynentalny .....	
V.1.3. Borderland .....	
V.1.4. Podniesienie przedkontynentalne .....	
V.2. Obszary oceaniczne .....	
V.2.1. Grzbiety śródoceaniczne .....	
V.2.1.1. Morfologia grzbietów .....	
V.2.1.2. Gorące źródła .....	
V.2.1.3. Sejsmika i wulkanizm .....	
V.2.1.4. Petrografia .....	

V.2.1.5. Tektonika grzbietów .....	
V.2.1.6. Wiek bazaltów – paleomagnetizm .....	
V.2.1.7. Budowa geologiczna grzbietów śródoceanicznych .....	
V.2.1.8. Rozrost skorupy oceanicznej .....	
V.2.1.9. Powstawanie krawędzi pasywnych .....	
V.2.1.10. Rozwój postryftowy .....	
V.3. Strefy subdukcji .....	
V.3.1. Sejsmika stref subdukcji .....	
V.3.2. Grawimetria .....	
V.3.3. Elementy fizjograficzne stref subdukcji .....	
V.3.4. Przebieg subdukcji .....	
V.3.5. Płyta w strefie Benioffa .....	
V.4. Platformy oceaniczne .....	
V.4.1. Baseny oceaniczne .....	
V.4.2. Góry podmorskie .....	
V.4.3. Grzbiety asejsmiczne .....	
V.4.4. Rozłamy .....	
Rozdział VI. TEKTONICZNA HISTORIA OCEANÓW .....	
VI.1. Tektonika płyt .....	
VI.1.1. Powstawanie gór fałdowych .....	
VI.2. Dzieje oceanów .....	
VI.2.1. Ocean Spokojny .....	
VI.2.2. Ocean Atlantycki .....	
VI.2.3. Ocean Indyjski .....	
VI.2.4. Morze Śródziemne .....	
VI.2.5. Morze Czarne .....	
VI.2.6. Bałtyk .....	
VI.2.6.1. Budowa geologiczna dna Bałtyku .....	
VI.2.6.2. Historia Bałtyku .....	
Rozdział VII. MORSKIE ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNE .....	
VII.1. Podział środowisk morskich i fauny .....	
VII.2. Środowiska przybrzeżne .....	
VII.2.1. Plaże i przybrzeże .....	
VII.2.2. Brzegi erozyjne .....	
VII.2.3. Estuaria .....	
VII.2.4. Dłty .....	
VII.2.5. Bariery piaszczyste .....	
VII.2.6. Laguny .....	
VII.3. Szelf .....	
VII.3.1. Podział szelfów .....	
VII.3.2. Szelfy silikoklastyczne .....	
VII.3.3. Szelfy węglanowe .....	
VII.3.4. Rafy .....	
VII.3.4.1. Atole .....	
VII.4. Środowisko hemipelagiczne .....	

Rozdział VIII. ŚRODOWISKO PELAGICZNE .....	
VIII.1 Podział osadów pelagicznych .....	
VIII.2. Składniki osadów pelagicznych .....	
VIII.2.1. Składniki organogeniczne .....	
VIII.2.2. Składniki terygeniczne .....	
VIII.2.3. Materiał wulkaniczny .....	
VIII.3. Współczesne osady pelagiczne .....	
VIII.3.1. Osady terygeniczne .....	
VIII.3.1.1. Brunatne iły głębinowe .....	
VIII.3.1.2. „Piaski pelagiczne” .....	
VIII.3.2. Osady organogeniczne .....	
VIII.3.2.1. Osady węglanowe .....	
VIII.3.2.2. Osady krzemionkowe .....	
VIII.3.2.2.1. Czerty .....	
VIII.4. Osady autigeniczne .....	
VIII.4.1. Osady metalonośne i tlenki żelaza .....	
VIII.4.2. Konkrecje i skorupy manganowo-żelaziste .....	
VIII.5. Rozmieszczenie osadów pelagicznych .....	
Rozdział IX. WODA MORSKA .....	
IX.1. Molekularna budowa wody .....	
IX.2. Własności fizyczne wody .....	
IX.2.1. Temperatura .....	
IX.2.2. Gęstość .....	
IX.2.3. Zamarzanie wody morskiej .....	
IX.2.4. Napięcie powierzchniowe .....	
IX.2.5. Światło w wodzie morskiej .....	
IX.3. Chemizm wód morskich .....	
IX.3.1. Zasolenie .....	
IX.3.2. Gazy w wodzie morskiej .....	
IX.3.3. Czas retencji .....	
Rozdział X. FALE .....	
X.1. Parametry fali .....	
X.2. Geneza fali .....	
X.3. Martwa fala .....	
X.4. Interferencja fal .....	
X.5. Przybój fal .....	
X.6. Fale stojące .....	
X.7. Tsunami .....	
X.8. Fale wewnętrzne .....	
Rozdział XI. PŁYWY .....	
XI.1. Grawitacja .....	
XI.2. Siły pływowe .....	
XI.3. Prądy pływowe .....	
XI.4. Skutki pływów .....	

Rozdział XII. PRĄDY OCEANICZNE .....	
XII.1. Prądy wywołane naporem wiatru .....	
XII.2. Cyrkulacja powierzchniowa .....	
XII.2.1. Atlantyk .....	
XII.2.2. Pacyfik .....	
XII.2.3. Ocean Indyjski .....	
XII.2.4. Prądy kompensacyjne .....	
XII.3. Prądy przybrzeżne .....	
XII.4. Cyrkulacja głębokowodna .....	
XII.4.1. Strefy rozdziału wód .....	
XII.4.2. Lokalne prądy wyrównawcze .....	
Rozdział XIII. KLIMAT I OCEANY .....	
Rozdział XIV. ZASOBY MORSKIE .....	
Rozdział XV. BIOLOGIA OCEANÓW .....	
XV.1. Uzyskiwanie energii życiowej .....	
XV.1.1. Fotosynteza .....	
XV.1.2. Oddychanie .....	
XV.2. Fizykochemiczne czynniki wpływające na życie w morzu .....	
XV.2.1. Przezroczystość i kolor wody .....	
XV.2.2. Biogeny (nutrienty) .....	
XV.2.3. pH .....	
XV.2.4. Wpływ zasolenia .....	
XV.2.5. Dyfuzja i osmoza .....	
XV.2.6. Pompa biologiczna .....	
Rozdział XVI. PRODUKTYWNOŚĆ OCEANÓW .....	
XVI.1. Produkcja pierwotna .....	
XVI.1.1. Kontrola produkcji pierwotnej .....	
XVI.1.2. Globalna produkcja pierwotna .....	
XVI.2. Łańcuchy pokarmowe, sieć troficzna i poziomy troficzne .....	
XVI.3. Drobin .....	
XVI.3.1. Rozpuszczona materia organiczna .....	
XVI.3.2. Procesy osadzania drobin .....	
XVI.3.3. Zmienna dostawa drobin .....	
XVI.3.4. Elementy (pierwiastki) śladowe .....	
Rozdział XVII. ORGANIZMY MORSKIE A ŚRODOWISKO .....	
XVII.1. Klasyfikacja organizmów .....	
XVII.1.1. Plankton .....	
XVII.1.2. Fitoplankton .....	
XVII.1.3. Zooplankton .....	
XVII.2. Strefy środowiskowe .....	
XVII.2.1. Unoszenie i flotacja .....	
XVII.2.2. Usztywnianie ciała .....	

XVII.2.3. Skutki zasolenia .....	
XVII.2.4. Wielkość organizmów morskich .....	
XVII.3. Środowiska chemosyntetyzujące .....	
Rozdział XVIII. OCHRONA I EKSPLOATACJA SUROWCÓW MORSKICH .....	
VIII.1. Prawo morza .....	
XVIII.1.1. Prawo narodów do wybrzeży .....	
XVIII.1.2. Przejścia dla statków .....	
XVIII.1.3. Głębokomorskie złoża mineralne .....	
XVIII.2. Rybołówstwo .....	
XVIII.2.1. Rybołówstwo a biologia morza .....	
XVIII.2.2. Prądy wstępujące a rybołówstwo .....	
XVIII.3. Zanieczyszczenia morza .....	
XVIII.3.1. Tworzywa sztuczne .....	
XVIII.3.1.1. „Pozytywna” rola zanieczyszczeń tworzywami sztucznymi ...	
XVIII.3.2. Organizmy a żegluga .....	
XVIII.3.3. Ropa naftowa i jej pochodne .....	
XVIII.3.3.1. Mikroorganizmy degradujące ropę naftową .....	
XVIII.3.4. Odpady radioaktywne .....	
XVIII.4. Międzynarodowe akcje chroniące środowisko morskie .....	
LITERATURA ZALECANA .....	
TABELE .....	
SPIS RYCIN .....	
SŁOWNIK .....	
INDEKS .....	

## Rozdział I

# Historia oceanologii

Oceanologia, w dzisiejszym rozumieniu tego terminu, jest interdyscyplinarną nauką, której celem jest zrozumienie i wyjaśnienie wszelkich zjawisk i procesów zachodzących w oceanach: geologicznych, geofizycznych, chemicznych, fizycznych i biologicznych. W takim znaczeniu ukształtowała się ona dopiero w drugiej połowie XX w., w związku z ogólnym postępem nauki i metod badawczych. Tradycyjna nazwa tej dyscypliny „oceanografia” (gr. *grapho* – pisać), czyli opis mórz i oceanów, nie oddaje całego jej dzisiejszego zakresu. Obecnie, termin ten, ze względów tradycyjnych, jest jednak dalej używany, zarówno w tym węższym, jak i w szerszym znaczeniu, obejmującym wszechstronne badania mórz z punktu widzenia różnych dyscyplin naukowych.

Historia nauki o oceanach rozpoczęła się od opisów nowo odkrywanych mórz oraz otaczających je lądów. W kręgu cywilizacji śródziemnomorskiej pierwszymi żeglarzami, którzy utrzymywali łączność wzdłuż wybrzeży Morza Śródziemnego, byli prawdopodobnie już Kreteńczycy. Nieco później zastąpili ich Fenicjanie. Ci ostatni pływali nie tylko po Morzu Śródziemnym, ale wydostali się na Atlantyk, dotarli do Wysp Brytyjskich i penetrowali zachodnie wybrzeża Afryki. Dotarli również do Morza Czerwonego i Oceanu Indyjskiego.

W ślady Fenicjan poszli Grecy. Wypływali oni poza „Słupy Herkulesa” (Gibraltar). Zapuszczając się dalej na zachód, stwierdzili, że wody morskie płyną z północy na południe (Prąd Kanaryjski). Znając jedynie prądy rzeczne, uznali, że znajdują się na jakiejś potężnej rzece i nazwali ją *Okeanos* (w mitologii greckiej Okeanos był bogiem rzek). Nazwa ta za pośrednictwem łaciny (*Oceanus*) weszła do wszystkich języków europejskich.

W III w. p.n.e. powstała w Aleksandrii, założona przez Aleksandra Wielkiego, Biblioteka Aleksandryjska. Biblioteka ta, poza gromadzeniem rękopisów, była również pierwszym uniwersytetem na świecie, w którym działało wielu ówczesnych uczonych. Jednym z jej zadań było zbieranie wszelkich informacji dotyczących morza. Każdy statek, który zawinął do portu, był prawnie zobowiązany przedstawić swój dziennik pokładowy do skopiowania. Dzienniki te zawierały między innymi informacje o wiatrach, ukształtowaniu wybrzeży, punktach orientacyjnych i napotkanej ludności.

Bibliotekarz aleksandryjski Eratostenes (276–192 r. p.n.e.), astronom grecki, obliczył obwód Ziemi, myląc się jedynie o 32 km. Skonstruował on też bardzo prymitywną siatkę południków i równoleżników, prowadząc je przez ważniejsze miejscowości i wybitne punkty topograficzne. Obecnie używaną, regularną siatkę geograficzną wprowadził inny



bibliotekarz, Hipparchus (ok. 165–120 r. p.n.e.), który podzielił obwód Ziemi na 360°. W bibliotece wynaleziono również sposób na przedstawianie powierzchni kuli na płaskiej karcie oraz metodę określania pozycji statku na podstawie względnego położenia ciał niebieskich.

Następny krok w postępie nawigacji uczynił Klaudiusz Ptolomeusz (ok. 100–168 r. p.n.e.). Zorientował on mapy, umieszczając wschód po prawej stronie i północ na górze, oraz podzielił stopień na minuty i sekundy. Ptolomeusz chciał również uściślić podany przez Eratostenesa obwód Ziemi. Niestety, źle wyliczył szerokość stopnia, przyjmując 80 km zamiast poprawnych 112 km. W rezultacie Ziemia Ptolomeusza była znacznie mniejsza niż jest w rzeczywistości. Ustalenia Eratostenesa uległy zapomnieniu, natomiast sporządzona przez Ptolomeusza mapa świata przetrwała i stanowiła inspirację dla odkrywców szukających dróg morskich do odległych krain.

W średniowieczu doskonałymi żeglarzami byli Wikingowie. Ich łodzie zapędzone sztormami dotarły do Islandii, którą skolonizowali ok. 700 r., a ok. 995 r. założyli osiedla na Grenlandii. Między koloniami i krajem macierzystym istniała w miarę regularna komunikacja. Rok później Bjarni Herjolfsson i towarzyszący mu ludzie, zagubieni w sztormie, znaleźli się po drugiej stronie Atlantyku i przez kilka dni pływali wzdłuż nieznanego im lądu, który wywarł na nich korzystne wrażenie. Po powrocie Herjolfssona do Norwegii w jego ślady wyruszył Leif Ericsson. Wylądował on prawdopodobnie na Nowej Fundlandii i ok. 1000 r. założył na niej osiedle. Przetrwało ono jednak tylko 20 lat. Ważne wewnętrzne i zatargi z Indianami położyły jej kres. Późniejsze próby kolonizacji skończyły się również niepowodzeniem.

Pod koniec XV w. rozpoczął się okres wielkich odkryć geograficznych, w których początkowo główną rolę odgrywali Portugalczycy i Hiszpanie, a później włączyli się Anglicy i Francuzi. Były trzy główne motywy, dla których Europejczycy rozpoczęli ekspansję na oceanach. Pierwszym z nich było zdobycie Konstantynopola przez Turków. Zamknęło ono drogę lądową do Indii i innych krajów Dalekiego Wschodu, z których za pośrednictwem kupców arabskich i bliskowschodnich sprowadzano do Europy przyprawy korzenne, perły, wyroby złotnicze, stalową broń sieczną i inne dobra. Drugim, chęć nawiązania bezpośrednich stosunków handlowych z tymi krajami, a trzecim, niezbyt chwalebny motywem, był polów niewolników.

Okres ten rozpoczął król portugalski Henryk Żeglarz (1394–1460). Zafascynowany legendą o kraju Ofir, z którego Salomon czerpał złoto do budowy świątyni jerozolimskiej, wysłał wyprawę za wyprawą wzdłuż zachodnich brzegów Afryki na poszukiwanie złotodajnej krainy i po niewolników. Potrzebując marynarzy, założył szkołę żeglarską i obserwatorium morskie. Portugalczycy jako pierwsi zaczęli w nawigacji używać „czarodziejskich skrzynek”, tj. kompasów. Kompaszy znane były od dawna Arabom, którzy przejęli je już w XII w. od Chińczyków, jednak ze względu na kołysanie się okrętu, nie potrafili posługiwać się nimi na morzu. Portugalczycy znaleźli metodę na utrzymywanie igły magnesowej w poziomie, niezależnie od przechyłów statku. Żeglarze Henryka zbadali brzegi Afryki do Wybrzeża Pieprzowego (obecnie Liberia) i odkryli archipelagi wysp leżących we wschodniej części Oceanu Atlantyckiego. Po śmierci Henryka Żeglarza wyprawy trwały nadal. W 1460 r. dotarli do ujścia rzeki Niger, odkrywając Wyspy Fernanda Po, Księżęcą i leżącą na równiku Wyspę Świętego Tomasza. W latach osiem-

dziesiątych XV stulecia posunęli się dalej na południe, osiągając ujście rzeki Kongo i brzegi dzisiejszej Angolii.

W 1487 r. Bartolomeo Diaz (1492?–1581?) opłynął Przylądek Dobrej Nadziei i stwierdził, że brzeg Afryki cofa się w kierunku północno-wschodnim, uznał go więc za najbardziej południowy cypel Afryki. Później jednak okazało się, że dalej na południe sięga Przylądek Iglasty (prz. Agulhas). Morska droga do Indii została otwarta. Była ona jednak bardzo długa. Lizbonę od Przylądka Dobrej Nadziei dzieli około 10 000 km, a ponadto jeszcze kilka tysięcy kilometrów ten przylądek od Indii. Żeglarzem, który tą drogą dopłynął po raz pierwszy do Indii w 1498 r., był Vasco da Gama (1460–1524).

Astronom z Florencji Paolo Toscanelli (1397–1482), opierając się na poglądach Ptolemeusza, wysunął projekt poszukiwania drogi do Indii na zachodzie, która według niego miałaby być znacznie krótsza niż wokół Afryki. Projekt ten zrealizował genueńczyk Krzysztof Kolumb (1451–1506). Po wielu latach starań uzyskał on od hiszpańskiej pary królewskiej Izabeli Kastylijskiej i Ferdynanda Aragońskiego środki na ten cel. Wyprawa Kolumba, składająca się z trzech statków, „Santa Maria”, „Pinta” i „Ninia”, wyruszyła z Wysp Kanaryjskich 3 sierpnia 1492 r.

Po 101 dniach podróży, załoga ujrzała ląd, była to wyspa, którą Kolumb uznał za jedną z wysp znajdujących się u brzegów Azji, zamieszkiwało ją jednak plemię stojące na bardzo niskim poziomie cywilizacyjnym. Nie było też żadnych śladów bogactwa i wspaniałości Wschodu, które spodziewał się zastać. Nie zachwiało to jednak jego przekonania, że dotarł w pobliże Indii Zachodnich. W rzeczywistości znajdował się na jednej z wysp archipelagu Bahamów. Odwiedzając inne wyspy archipelagu dopłynął jeszcze do Kuby i Haiti, którą nazwał Espaniolą. W czasie pobytu na Espanioli „Santa Maria” osiadła na mieliźnie. Ze względu na zły stan pozostałych okrętów i niechęć załogi do kontynuowania podróży ruszył z powrotem. W drodze powrotnej w czasie sztormu stracił „Pintę”. 15 marca 1493 r. doprowadził ostatni swój statek, „Ninie”, do portu Palos w Hiszpanii.

Kolumb jeszcze trzykrotnie wyruszał za Atlantyk. W drugiej swojej wyprawie odkrył Dominikę, Puerto Rico, Guadelupę, Jamajkę, w trzeciej Trynidad i dotarł do delty potężnej rzeki Orinoko. Biorąc pod uwagę jej wielkość, słusznie wywnioskował, że spływa ona z nieznanego kontynentu, który uznał za odrębny od odkrytych przez siebie „Indii”. Następcy Kolumba szybko stwierdzili jego błąd i na mapie świata z 1507 r. figuruje już, wprawdzie bardzo zniekształcony, obraz Ameryki Południowej. Podczas swojej czwartej wyprawy dopłynął do półwyspu Jukatan i Przesmyku Panamskiego.

Kolumb znalazł rychło następców, którzy prowadzili rozpoznanie wybrzeży obu Ameryk. Hiszpanie i Portugalczycy zaczęli opanowywać Amerykę Południową i Przesmyk Panamski, niszcząc istniejące tam organizacje państwowe Inków i Azteków. Jeden ze zdobywców, Vasco Nunez de Balboa (1475–1517), doszedł drogą lądową w pobliże Przesmyku Panamskiego i ze szczytu góry ujrzał na południu nowy ocean. Zdobywcy nazwali nowy kontynent Ziemią Świętego Krzyża. W dalszym ciągu jednak uważano, że Ziemia Świętego Krzyża i odkryte przez Kolumba „Indie” są to dwa różne kontynenty. Problemem stało się więc znalezienie przejścia między nimi na „Ocean Południowy” (Spokojny), który zobaczył Balboa.



### *Pochodzenie nazwy „Ameryka”*

Z biegiem czasu zasługi Kolumba w odkryciu nowego kontynentu uległy zapomnieniu. Sławę natomiast zyskał niejaki Amerigo Vespucci (1451–1511). Niemiecki geograf Waldseemüller, w swoim dziele *Wstęp do kosmografii* (1507), przypisał odkrycie Ziemi Świętego Krzyża Vespucciemu i nazwał ten kontynent, od jego imienia Ameryką.

Tak to nieraz bywa, że świadectwo o czynie jest ważniejsze niż sam czyn. Vespucci uczestniczył bowiem zaledwie w jednej lub dwu z licznych w tym czasie podróży przez Atlantyk. Sławę odkrywcy zawdzięcza on swoim opublikowanym dwóm listom, w których w barwny i żywy sposób opisał aż 4 wyprawy, przypisując w nich sobie znaczącą rolę.

W listach tych mało było konkretnych informacji, natomiast barwne opisy gwiaździstego nieba, wyglądu i życia krajowców, nie zawsze zresztą zgodne z prawdą, świadczyły o jego zdolnościach literackich. Listy te przetłumaczone na język francuski oraz łacinę, zostały wydrukowane i cieszyły się dużym wzięciem u czytelników. Oryginały ich zaginęły. Zachowały się jedynie tłumaczenia z tłumaczonych już tekstów, pełne błędów i mocno zniekształcone. Wielu historyków wątpiło nawet, czy rzeczywiście Vespucci odbył wszystkie te podróże, które opisał. Początkowo nazwa „Ameryka” odnosiła się jedynie do Ameryki Południowej. W 1512 r. Polak, Jan ze Stobnicy, profesor Uniwersytetu Jagiellońskiego, posługując się istniejącym szkicem Waldseemüllera połączył na swojej mapie oba kontynenty amerykańskie, nadając im wspólną nazwę Ameryka. Mapa ta nie odegrała jednak, jak się wydaje, żadnej roli w rozwoju kartografii. Powszechnie znany jest natomiast globus Schonera (1515 r.), na którym nazwa Ameryka obejmuje oba kontynenty i w takim rozumieniu od drugiej połowy XVI w. jest ona używana powszechnie.

Zwieńczeniem okresu wielkich wypraw było opłynięcie kuli ziemskiej przez wyprawę Ferdynanda Magellana (1480–1521), portugalskiego żeglarza na służbie hiszpańskiej. Wyprawa składająca się z 5 statków wyruszyła 20 września 1519 r. z portu San Lúcar w Hiszpanii. Zadaniem jej było znalezienie zachodniej drogi do Indii.

Eskadra przekroczyła Atlantyk. Przechodziła na wybrzeżu Ameryki Południowej i w następnym roku dotarła do południowego krańca kontynentu. Przez cieśninę, nazwaną później cieśniną Magellana, wydostała się na nieznany ocean. Okazał się on łaskawy dla żeglarzy, toteż Magellan nazwał go Oceanem Spokojnym. Po przepłynięciu Pacyfiku wyprawa dotarła do Filipin (27 kwietnia 1521 r.), gdzie Magellan zginął w potyczce z krajowcami. Załoga ostatniego okrętu, jaki pozostał po tej dwuletniej żegludze, kontynuowała dalszą drogę i opływając Afrykę, zawinęła do macierzystego portu 6 września 1522 r. Z 250 ludzi, którzy rozpoczęli podróż, do domu powróciło zaledwie 18. Wyprawa Magellana udowodniła nawet największym ówczesnym niedowiarkom, że Ziemia jest kulą.

Do końca XVI w. na morzach trwała dominacja Hiszpanii. Jej kres położyła rywalizacja z Anglią, która zakończyła się klęską floty hiszpańskiej. Anglicy, rozbudowując swoje zamorskie dominium, zainteresowani jak najlepszym poznaniem oceanów zaczęli organizować wyprawy żeglarskie w celach ściśle badawczych.

Okres tych wypraw rozpoczął James Cook (1728–1779). Był to doświadczony żeglarz, między innymi włączył on do diety swoich marynarzy sok cytrynowy, jako reme-

dium na szkorbut trapiący załogi podczas długotrwałych rejsów. W nawigacji posługiwał się nowo skonstruowanym chronometrem Harrisona, pozwalającym na bardzo dokładny pomiar czasu na statku, konieczny do precyzyjnego określenia szerokości geograficznej. Sporządzane przez niego mapy odznaczały się dużą, jak na owe czasy, dokładnością.

James Cook odbył w latach 1768–1779 trzy wielkie wyprawy. W dwu pierwszych szukając, bez powodzenia, domniemanego „Łądu Południowego” (Antarktydy) odkrył m.in. wschodnie wybrzeża Australii, Nową Zelandię i wiele innych wysp w południowych częściach Oceanów Indyjskiego i Spokojnego. W swych poszukiwaniach przekroczył południowy krąg polarny. Podczas trzeciej wyprawy, skierowanej na północny Pacyfik, odkrył Hawaje i wpłynął do cieśniny Beringa oddzielającej kontynent azjatycki od Ameryki Północnej. W drodze powrotnej zawinął jeszcze raz na Hawaje, gdzie zginął w potyczce z krajowcami. Reszta załogi powróciła do kraju pod dowództwem pierwszego oficera i przywiozła bogaty plon tej wyprawy, na który składały się pomiary temperatury wód powierzchniowych i podpowierzchniowych, siły i kierunku prądów, wiatrów, głębokości oraz wiele informacji o rafach koralowych.

Na początku XIX w. zarysy mórz i oceanów, z wyjątkiem obszarów polarnych, były już stosunkowo dobrze poznane. Nastąpił też rozwój ogólnej wiedzy. Wyprawy odkrywcze odbywały się dalej, ale z naukowego punktu widzenia coraz większego znaczenia nabierały badania chemicznych, fizycznych i biologicznych właściwości wody morskiej, prądów oceanicznych i natury dna oceanicznego. Już w 1769 r. Benjamin Franklin, zastępca głównego poczmistrza kolonii brytyjskich zwrócił uwagę, że rejsy statków płynących z Europy do Ameryki Północnej krótszą drogą północną, są o dwa tygodnie dłuższe niż statków, które obrały drogę bardziej południową. Zaczął on zbierać informacje od żeglarzy i łowców wielorybów i na ich podstawie wydedukował istnienie ciepłego prądu wypływającego z Zatoki Meksykańskiej – Prądu Zatokowego. Wykreślił jego przebieg i sporządzoną przez siebie mapę rozprawił między kapitanów statków.

W 1853 r. odbyła się w Brukseli pierwsza Międzynarodowa Konferencja Meteorologiczna, której inicjatorem był F.M. Maury (1806–1873), oficer marynarki wojennej USA, szef Składnicy Map Morskich i Instrumentów. Na tej konferencji został między innymi przyjęty jego projekt ujednolicenia zapisów w książkach pokładowych statków handlowych dotyczących temperatury powietrza, prądów, wysokości pływów, warunków meteorologicznych itp. Zbiór tych obserwacji polepszył bezpieczeństwo nawigacji i stanowił cenny materiał, który mógł być również wykorzystywany w badaniach oceanograficznych. F.M. Maury, analizując materiały zebrane przez składnicę, opracował między innymi mapy wiatrów i prądów, które okazały się bardzo użyteczne dla dziewiętnastowiecznych nawigatorów.

Podsumowanie swoich badań i wyniki Konferencji Brukselskiej przedstawił w książce pt. *Fizyczna Geografia Morza*. Był to pierwszy podręcznik oceanografii, a jego autor jest często uważany za ojca tej dziedziny nauki.

27 grudnia 1831 r. w podróż dookoła świata wyruszył H.M.S. „Beagle” pod dowództwem kapitana Roberta Fitzroya. Miał on zbadać wybrzeża Patagonii oraz Ziemi Ognistej. Wyprawa ta nie byłaby warta wzmianki, gdyby nie to, że na jego pokładzie znajdował się młody podówczas przyrodnik Karol Darwin (1809–1882). Podróż trwała ponad 4,5 roku. Pozwoliła ona Darwinowi zebrać wiele informacji przyrodniczych i stworzyć

konceptę, która zrewolucjonizowała nauki biologiczne. Po powrocie do Anglii opublikował on dwa podstawowe swoje dzieła: *Struktura i rozmieszczenie raf koralowych oraz Pochodzenie gatunków*. W pierwszym wyjaśnił genezę raf (p. str. ....), w drugim przedstawił teorię doboru naturalnego jako przyczynę ewolucji świata organicznego.

Innymi ważnymi wydarzeniami w rozwoju nauki o morzach były wyprawy Johna i Jamesa Rossów, którzy sięgnęli w głąb oceanów. John Ross (1777–1856) skonstruował czepak do pobierania osadów ze znacznych głębokości i badając głębokomorskie osady w Zatoce Baffina (1817–1818), w próbach wydobytych z głębokości 1,8 km znalazł żywe rozgwiazdy i mułozerne robaki.

James Ross (1800–1862) wyruszył na Antarktydę (1839–1843) w celu dokonania pomiarów głębokości. Dysponując siedmiokilometrową liną, stwierdził znaczną głębokość oceanów. W czasie dragowań wyciągnął on z głębin oceanu takie same organizmy, jakie znalazł jego wuj John Ross. Na ich podstawie stwierdził, że temperatura głębokich wód jest jednolita na całym Oceanie Atlantyckim.

W tym samym czasie Edward Forbes (1815–1854), studiując pionowe rozmieszczenie fauny w morzach, stwierdził, że w miarę wzrostu głębokości fauna staje się coraz rzadsza i uznał, że głębokie wody poniżej 1400 m są strefą azoiczną, pozbawioną życia.

Następcy Forbesa, opierając się na jego badaniach, wysnuli wniosek, że na dużych głębokościach życie jest niemożliwe ze względu na brak światła i tlenu. Doniesienia Rossów zostały zignorowane i przez wiele lat uważano głębokie dna oceaniczne za biologiczne pustynie. Takich kontrowersyjnych poglądów było wówczas więcej. W 1871 r. Królewskie Towarzystwo skłoniło rząd brytyjski do zgromadzenia odpowiednich funduszy na zorganizowanie wielkiej wyprawy naukowej, której zadaniem było przeprowadzenie badań w zakresie: fizycznych warunków panujących w oceanach na dużych głębokościach, składu chemicznego wody morskiej od powierzchni do dna, właściwości fizycznych i chemicznych osadów, rozmieszczenia życia organicznego w wodach morskich.

W grudniu 1872 r. H.M.S. „Challenger” z 6 naukowcami na pokładzie opuścił Anglię. Przebył on Ocean Atlantycki, wpłynął na Ocean Indyjski i opływając od południa Australię i Nową Zelandię, dotarł do Manili. Dalej jego trasa prowadziła przez Hawaje, Wyspę Tahiti do Ameryki Południowej. Przez Cieśninę Magellana wydostał się na Ocean Atlantycki, zahaczył o wyspę Tristan da Cunha i wzdłuż Afryki powrócił w maju 1876 r. do Anglii.

Plon tej wyprawy był bardzo bogaty. „Challenger” przepłynął 127 500 kilometrów, wykonał 492 pomiary głębokości, odkrywając w rowie Mariańskim największą znaną wówczas głębokość 8185 m. Dokonał 133 trałowañ w celu pobrania prób osadów, 151 zaciągnięć sieciami i siatkami do połowu planktonu, 263 pomiarów temperatury. Naukowcy oznaczyli 4717 nowych gatunków organizmów morskich. J. Murray (1841–1914) wraz z A.E. Renardem, opracowując materiały zebrane przez „Challengera”, stworzyli stosowaną do dziś klasyfikację pelagicznych osadów morskich i rozpoznali w ogólnych zarysach rozmieszczenie ich typów w oceanach. John Murray zauważył również zróżnicowanie zespołów mikroorganizmów pelagicznych w zależności od szerokości geograficznej, kładąc tym samym podwaliny pod biogeografię oceaniczną. Opublikowane przez niego raporty z wyprawy stanowiły do lat trzydziestych XX w. podstawowe źródło wiadomości o oceanicznych osadach dennych i mikrofaunie oceanicznej. W roku

1912 ukazał się jego podręcznik oceanografii *Głębiny oceanów* napisany wspólnie z J. Hjortem.

Raporty z wyprawy „Challenger” odbiły się szerokim echem wśród badaczy. Wielu specjalistów z zakresu nauk podstawowych, fizyki, chemii, meteorologii i innych, zajęło się badaniami morskimi. Wkrótce wiedza o morzu stała się odrębną dziedziną nauki.

W końcu XIX w. ważną rolę w rozwoju wiedzy o morzu odegrał milioner amerykański, profesor Aleksander Agassiz (1835–1910). W znacznej mierze sfinansował on opracowanie materiałów zebranych podczas wyprawy „Challenger”, a ponadto, dzięki swoim zdolnościom organizacyjnym zapewnił badaniom oceanograficznym wsparcie ze strony instytucji rządowych, korporacji gospodarczych i innych. Wprawdzie jego poglądy naukowe nie zawsze były trafne, niemniej był on uważany przez swoich współczesnych za prominentną osobę w świecie nauki. Agassiz położył również duże zasługi w organizowaniu efektywnych badań oceanograficznych, często podejmowanych z jego inicjatywy, po raz pierwszy zastosował on linę stalową do pomiarów głębokości oraz wprowadził szereg pomysłowych przyrządów do pobierania próbek biologicznych. Był on również inspiratorem uznania dotychczasowych obserwacji oceanograficznych za odrębną dziedzinę nauki.

Rozwój rybactwa dalekomorskiego w ostatnich dziesięcioleciach XIX w. spowodował wzrost zainteresowania życiem w morzach. Jednym z badaczy był niemiecki naukowiec Wiktor Hensen. Stworzył on między innymi termin „plankton” (greckie *planktós* – błakający się) dla określenia organizmów unoszących się biernie w wodzie morskiej oraz stwierdził (1889), że wbrew panującym opiniom ilość planktonu w morzach ciepłych, jest mniejsza niż w rejonach zimnych. Za przyczynę takiego rozmieszczenia organizmów uznał brak składników odżywczych w wodach ciepłych spowodowany termalnym uwarstwieniem wody (str....), które zapobiega jej mieszaniu przez wiatr. Wody powierzchniowe ulegają wyjąłowieniu przez żyjące w nich organizmy. Wody zimne są mieszane przez częste w tych rejonach sztormy i na powierzchnię wydostają się znacznie żyźniejsze wody głębinowe. Hensen był pierwszym badaczem rozpatrującym życie organiczne od strony ekologicznej.

Jedną z niezwykłych podróży badawczych podjął Fridtjoff Nansen (1861–1930). Wyruszył on z 13 towarzyszami w 1893 r. na specjalnie skonstruowanym statku „Fram”, zaopatrzonym w zapasy na 5 lat, na Morze Arktyczne. Nansen planował dopłynąć do Wysp Nowosyberyjskich, pozwolić się uwieźć w lodach i razem z dryfującym lodem przepłynąć przez biegun. „Fram” wmarzł w lód przed Wyspami Nowosyberyjskimi. Olbrzymia kora lodowa, w której znalazł się statek, minęła biegun w odległości 334 kilometrów. Po 3 latach wędrówki we wrześniu 1896 r. „Fram” został uwolniony z lodów w pobliżu Spitsbergenu.

Rezultatem tej wyprawy było stwierdzenie, że:

- 1) w okolicach bieguna nie ma żadnego kontynentu;
- 2) lody pokrywające Morze Arktyczne nie są pozostałością po okresie glacialnym, ale są to zlepienie kry lodowe, tzw. pak lodowy;
- 3) głębokość morza nie przekracza 3 000 metrów;
- 4) na głębokości od 150 do 900 m istnieje warstwa stosunkowo cieplej wody o temperaturze 5°C.

Nansen zidentyfikował poprawnie tę warstwę, uważając, że jest to woda atlantycka, która zanurza się pod lżejszą, mniej słoną wodą arktyczną (str....).

Skonstruował on również przyrząd, nazwany butlą Nansena, do pobierania próbek wody z dowolnej głębokości, na jaką pozwala długość posiadanej liny. Obserwacje Nansena kierunków wiatrów i dryfu „Frama” pomogły szwedzkiemu fizykowi V.W. Ekmanowi (1902) odkryć matematyczną zależność między kierunkami wiatrów i wywołanym przez nie ruchem wody (spiralą Ekmana, str....). Prace Nansena i Ekmana zapoczątkowały fizyczną oceanografię, której rozwój nastąpił w latach późniejszych. Za swoje osiągnięcia naukowe Nansen został uhonorowany w 1922 r. Nagrodą Nobla.

W ostatnim dwudziestoleciu XIX wieku kładziono kabel telegraficzny łączący Europę z Ameryką Północną. Podczas prac konstrukcyjnych natrafiono, w centralnej części Atlantyku, na pomorskie wyniesienie, które nazwano „Płaskowyżem Telegrafu”. Kilka lat później kabel ten uległ zerwaniu. W czasie prac naprawczych okazało się, że płaskowyż ten ma charakter grzbietu, któremu oceanograf J. Murray (1841–1914) nadał nazwę grzbietu śródatlantyckiego.

Wyprawa „Challenger” i odkrycie grzbietu śródatlantyckiego wzbudziły szersze zainteresowanie badaniami mórz. Na przełomie XIX i XX w. rozpoczął się swego rodzaju wyścig po rekord głębokości. Zorganizowano ok. 40 wypraw finansowanych w dużej mierze przez żadną sensacji prasę. Przyczyniły się one do lepszego poznania ukształtowania dna oceanicznego. Między innymi zmierzono głębokość rowu Kurylskiego (8500 m), rowu Kremadec (9430 m). Niemiecka ekspedycja na biegun południowy odkryła głębokomorskie piaski (str.....) na dnie oceanu i stwierdziła zróżnicowanie gatunków otwornic w zależności od temperatury wody.

Do II wojny światowej ciągle jednak mniemano, że na dużych głębokościach wody są nieruchome, dna oceaniczne są monotonne i z punktu widzenia nauki mało interesujące. Równocześnie, ze względów gospodarczych prowadzono dość intensywne badania głębokościowe szelfów. W roku 1904 ukazał się pierwszy arkusz głębokościowej mapy szelfów tak zwanej Mapy Monakijskiej, oparty na 18 000 sondowań. Było to seryjne wydawnictwo zapoczątkowane przez Wielkiego Księcia Monaco Alberta I. Książę Albert założył również Instytut Oceanograficzny w Paryżu i Muzeum Oceanograficzne w Monaco oraz organizował wyprawy badawcze na Atlantyk i Morze Śródziemne.

Niemiecka ekspedycja na morza antarktyczne (1901–1903), za pomocą eksplozyjnego urządzenia wbijającego rurowy próbnik w dno, uzyskała pierwsze, krótkie (2 m długości) rdzenie osadów głębokomorskich o nienaruszonej strukturze. W 1925 r. niemiecki okręt „Meteor” wyruszył w dwuletnią podróż, której głównym celem było zbadanie cyrkulacji wód powierzchniowych w południowym Atlantyku. Wykonał on 13 trawersów w poprzek oceanu, w czasie których dokonał 9382 pomiarów temperatury i zasolenia wód powierzchniowych oraz, posługując się po raz pierwszy echosondą, mierzył głębokość oceanu w odstępach co 2–3 mil morskich. Efektem tych badań było rozpoznanie ukształtowania morfologicznego południowej części grzbietu śródatlantyckiego oraz odkrycie głębokich kanionów podmorskich (str.....) przecinających skłon kontynentalny. Kierownik ekipy naukowców uczestniczących w wyprawie, Georg Wüst, stwierdził czteropiętrowy system cyrkulacji wody w Atlantyku (str....). W czasie wyprawy Meteora pobierano również systematycznie rdzeniowe próbki osadów dennych.



Podobne rdzenie z północnego Atlantyku uzyskala holenderska wyprawa na statku „Snellius”. Analiza zawartych w rdzeniach zespołów mikroorganizmów wykazała, że na ich podstawie można rozróżnić osady glacialne od osadów interglacialnych.

W latach 1925–1940 odbyło się ok. 14 naukowych wypraw badawczych, organizowanych przez USA, ZSSR, Wielką Brytanię, Niemcy, Holandię, Japonię, Danię. Ważnym wydarzeniem w latach trzydziestych XX w. były pierwsze pomiary siły ciężkości w warunkach morskich. Pionierem w tym zakresie był holenderski fizyk F.A. Vening Meinesz. Umieścił on grawimetr w łodzi podwodnej uzyskując w ten sposób względnie stabilną pozycję podczas pomiarów. Największym osiągnięciem Meinesza było stwierdzenie dużych anomalii grawitacyjnych związanych z rowami oceanicznymi. Przypisał on je działaniu sił tektonicznych, które uniemożliwiają skorupie oceanicznej powrót do równowagi izostaticznej (str....). W badaniach Meinesza brał udział Harry H. Hess, który później odegrał ważną rolę w rozwoju teorii rozrastania się den oceanicznych (str....).

W XX w. powstały w USA trzy wielkie instytuty oceanograficzne: Scripps Institution of Oceanography (1903), Woods Hole Oceanographic Institution (1930) i Lamont Geological Observatory (1949), który obejmując swymi zainteresowaniami nie tylko geologię morza, ale cały zakres wiedzy oceanograficznej, przekształcił się w Lamont-Doherty Geological Observatory. Instytuty te odegrały i ciągle odgrywają wielką rolę w rozwoju wiedzy o morzu.

Po II wojnie światowej nastąpił eksplozywny rozwój oceanografii. Został on spowodowany z jednej strony zainteresowaniem rządów, które ze względów gospodarczych i militarnych zaczęły przeznaczać znaczne sumy pieniężne na badania oceanograficzne, z drugiej zaś gwałtownym rozwojem techniki badawczej i aparatury. Największy wkład w tym zakresie wniosły Stany Zjednoczone, a obok nich takie państwa, jak Wielka Brytania, Francja, Kanada, RFN, Japonia.

Tuż po II wojnie światowej ważnym wydarzeniem było zastosowanie, skonstruowanego w 1947 r. przez szwedzkiego badacza B. Kullenberga, łukowego aparatu do pobierania niezaburzonych osadów. Aparat ten otwierał drogę do badań historii, paleoklimatu, sedymentacji i wulkanizmu w czwartorzędzie.

Skutkiem tak szerokiego zainteresowania badaniami morza był niespotykany dotąd rozwój współpracy międzynarodowej. W jej ramach zrealizowano między innymi takie projekty, jak Międzynarodowy Rok Geofizyczny (1957–1959), w którym brała udział również Polska, Międzynarodowa Ekspedycja na Ocean Indyjski (1962), Międzynarodowe Badania Południowego Atlantyku (1962).

W Stanach Zjednoczonych w tym okresie powstał z inicjatywy Instytutu Scripps program wierceń podmorskich (Deep Sea Drilling Program – DSDP). Początkowo podjęły go cztery instytuty oceanograficzne (Scripps Institution of Oceanography, Rosenthal School of Atmospheric and Oceanic Studies Uniwersytetu w Miami, Lamont-Doherty Geological Observatory i Woods Hole Oceanographic Institution), a później przystąpiły do niego także inne. Instytuty te dla realizacji tego programu połączyły się w Joint Oceanographic Institutions for Deep Sea Sampling (JOIDES). Z funduszy JOIDES zbudowano statek badawczo-wiertniczy „Glomar Challenger” (1968). Posiadał on najnowocześniejszą aparaturę do wszechstronnych badań morza, m.in. zestaw wiertniczy umożliwiający dokonywanie wierceń w dnie morza na głębokości ponad 6000 m. Maksymalna długość uzyskiwanych rdzeni wynosiła 762 m. „Glomar Challenger” odbył 84 rejsy, trwające średnio

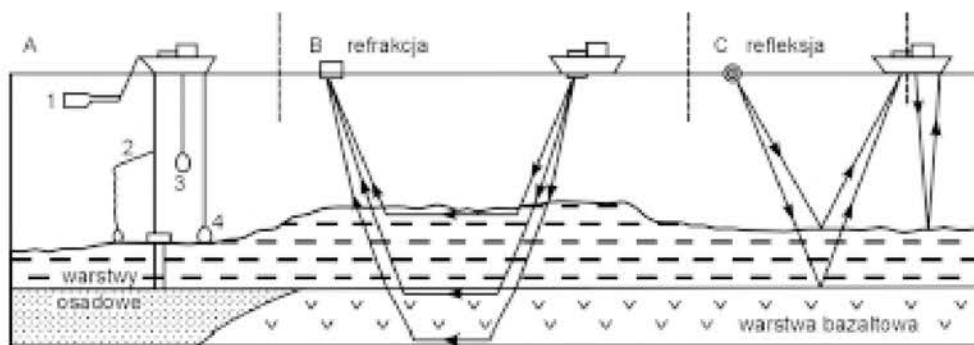
2 miesiące, podczas których dokonał 5000 wierceń. W każdym rejsie brali udział geofizycy, sedimentologowie, paleontolodzy, którzy na miejscu opracowywali zebrane materiały. Po powrocie z rejsu bardziej szczegółowe badania zebranych materiałów trwały do 2 lat. „Glomar Challenger”, po piętnastoletniej służbie, w czasie której przepląnął 250 000 mil morskich, został zastąpiony w 1985 r. przez bardziej nowoczesny statek badawczy, „Resolution”.

Intensywne badania oceanograficzne, prowadzone wspólnie w drugiej połowie XX w. przez rozsiadane na całym świecie instytuty oceanograficzne, przyczyniły się nie tylko do lepszego poznania oceanów, ale również przyniosły rozwiązania zasadniczych problemów dotyczących historii geologicznej Ziemi i zachodzących na niej procesów tektonicznych. Będzie o nich mowa w dalszych rozdziałach tej książki. Tutaj wystarczy powiedzieć, że znakomita większość współczesnej wiedzy o oceanach została uzyskana w ciągu ostatnich 50 lat.

## Rozdział II

# Metody i instrumenty badawcze

W ostatnich dziesięcioleciach nastąpił tak wielki rozwój metod badawczych i aparatury, że nie sposób je wszystkie omówić w tym rozdziale. Ograniczymy się więc jedynie do najważniejszych, o wynikach innych metod i specjalistycznej aparatury będzie mowa, w razie potrzeby, w następnych rozdziałach. Zestaw najważniejszych przyrządów i metod przedstawia ryc. 1.

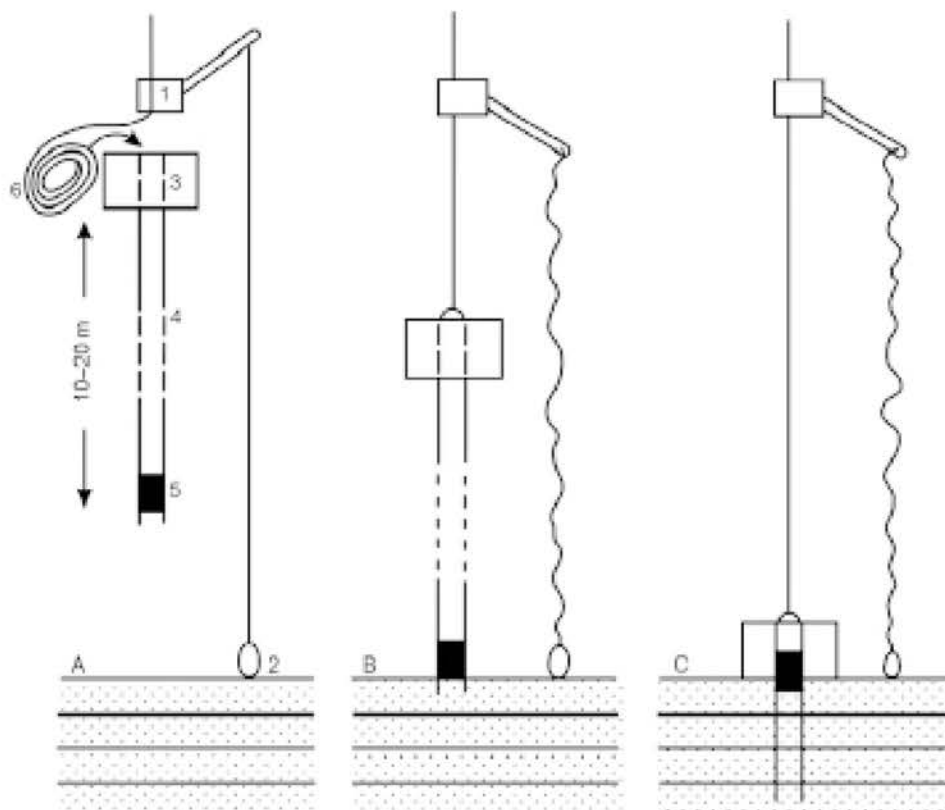


Ryc. 1. Niektóre przyrządy i metody badań oceanograficznych. A. 1 – batytermograf do pomiarów temperatury na dowolnej głębokości, 2 – aparat Kullenberga, 3 – butla Nansena, 4 – linowa sonda głębokości. Badania geofizyczne: B – metoda refrakcyjna, boja rejestrująca sygnały może być zastąpiona przez statek odbiorczy, C – metoda refleksyjna z zastosowaniem działu powietrznego, D – zasada działania sonaru

### II.1. Pobieranie prób osadów i wody

Do lat 40. XX w. jedynym sposobem pobierania prób z dna morskiego było dragowanie za pomocą wleczonego za statkiem czerpaka. Pobrane w ten sposób próby nie dawały oczywiście wglądu w strukturę osadu. Możliwość taką stworzył tłokowy aparat do rdzeniowania skonstruowany przez B. Kullenberga (ryc. 2). Zasadniczą jego częścią jest odpowiednio obciążona rura, w której znajduje się ruchomy tłok. Rura pod swoim własnym ciężarem zagłębia się w osad, tłok natomiast zatrzymuje się na granicy woda/osad i zapobiega wyciekaniu osadu podczas wyciągania aparatu. Długość otrzymywanych rdzeni zależy od charakteru osadów. W przypadku mulów otwornicowych wnosi ona ok. 10 m,



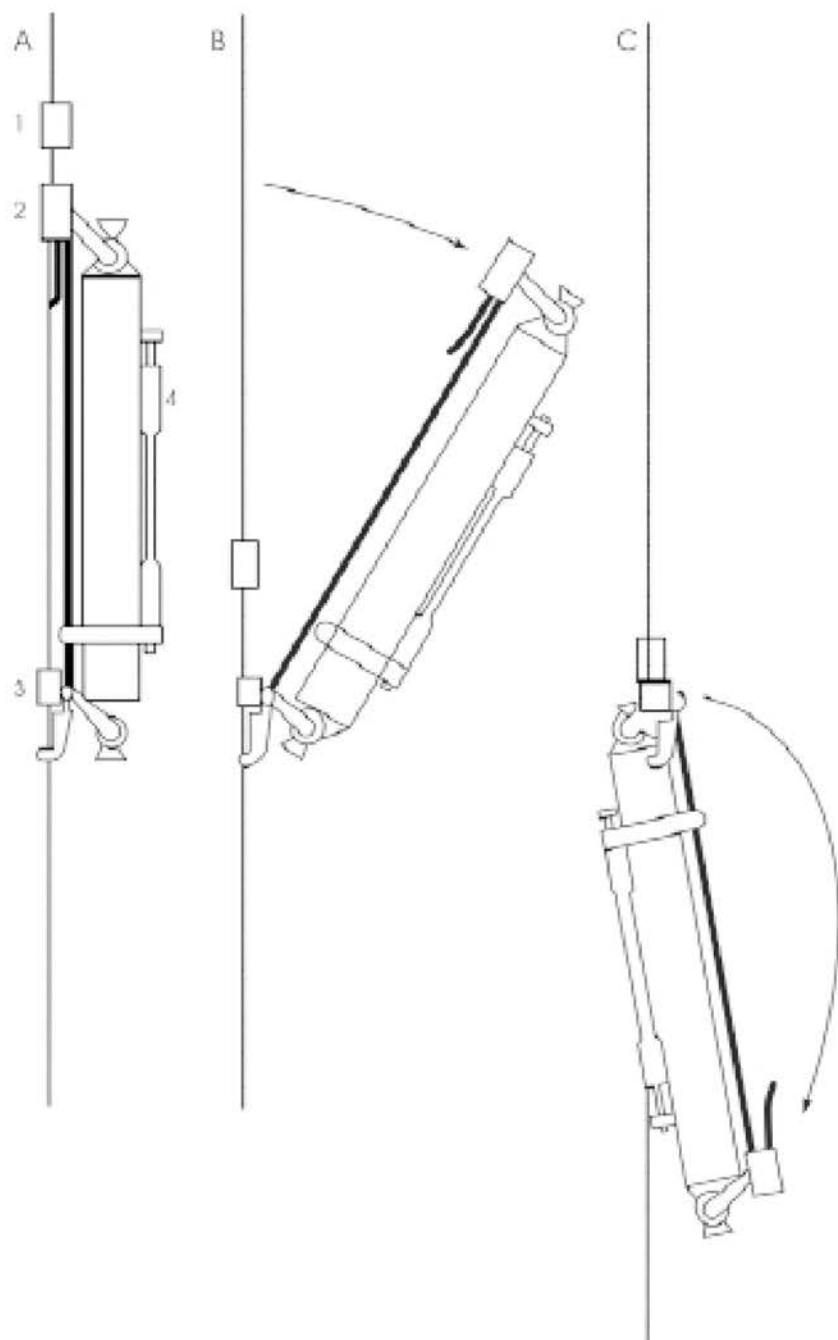


Ryc. 2. Aparat Kullenberga. 1 – mechanizm spustowy, 2 – ciężar napinający linę mechanizmu spustowego, 3 – obciążnik rury rdzeniującej, 4 – rura rdzeniująca, 5 – tłok zapobiegający wyciekaniu osadu podczas wyciągania rdzenia, 6 – zapas liny nośnej. A, B, C – kolejne stadia działania aparatu

piasków 8 m, osadów krzemionkowych 15 m, a mułów głębokomorskich 15–20 m. Po ulepszeniach najdłuższe rdzenie uzyskane tą metodą dochodzą do 50 m.

Aparat Kullenberga został w latach 50.–60. przekształcony w hydrauliczny aparat tłokowy, którego próbnik jest wciskany w osad nie przez ciężar obciążnika, ale ciśnieniem hydraulicznym powstającym w komorze ciśnieniowej. Aparat ten znacznie skrócił czas pobierania prób osadów, można nim uzyskiwać nienaruszone rdzenie o długości do 200 m. W stosunkowo krótkim czasie sporządzono mapy osadów wszystkich oceanów z wyjątkiem Oceanu Arktycznego.

Do pobierania prób wody z dowolnej głębokości służy aparat, nazwany od imienia swego wynalazcy, butlą Nansena (ryc. 3). Zazwyczaj butla zaopatrzona jest w przyrządy mierzące temperaturę wody i ciśnienie. Butla Nansena jest to walcowaty pojemnik zamknięty dwoma zaworami. Umocowany jest on na linie u góry i u dołu dwoma zaczepami. W czasie spuszczenia butli oba zawory są otwarte i woda swobodnie przepływa przez pojemnik. Po osiągnięciu żądanej głębokości operator uwalnia zawieszony na tej samej linie ciężarek, który zwalnia górny zaczep butli i zamyka górny zawór. Butla, przewracając się na dolnym zaczepie, zamyka zawór dolny i zostaje wyciągnięta.



Ryc. 3. Butla Nansena. 1 – metalowy „pilot” zsuwający się po linie, 2 – górny zaczep i zawór butli, 3 – dolny zawór i oś obrotu, 4 – termometr. A. Pozycja wyjściowa, oba zawory otwarte, B. „pilot” zwolnił zaczep, jednocześnie został zamknięty górny zawór, butla zaczyna się obracać. C. „pilot” dociera do dolnego zaworu i zamyka zawór dolny

## ***II.2. Pomiary głębokości***

Początkowo bardzo niedokładne pomiary głębokości wykonywano podczas postoju statku, spuszczać ciężar umocowany na, początkowo konopnej, a później stalowej, linie. Brak napięcia liny sygnalizował, że ciężar spoczywa na dnie.

W latach 20. XX w. wynaleziono echosondę. Zastosowano ją po raz pierwszy na niemieckim statku badawczym „Meteor”. Umieszczoną na statku echosondą mierzy się czas, jaki upłynął od momentu wysłania sygnału ultradźwiękowego do jego powrotu po odbiciu się od dna. Znając prędkość fal akustycznych w wodzie, łatwo można obliczyć głębokość.

W czasie II wojny światowej do lokalizacji przedmiotów w powietrzu i pod wodą zaczęto używać fal radiowych. Od wczesnych lat 50. fale elektromagnetyczne stały się głównym narzędziem do pomiarów głębokościowych. Obecnie, działające na zasadzie radaru sonary kreślą ciągle profile morfologiczne dna podczas rejsu okrętu. W zależności od potrzeb sonary wysyłają fale o różnej częstotliwości od 3,5 do kilkuset kiloherców (kHz). Ostatnio skonstruowano szerokokątny sonar, który wleczony za statkiem w zależności od głębokości zanurzenia obejmuje szeroki pas po obu stronach statku. Na przykład, sonar szerokokątny, wleczony za statkiem 300 m poniżej powierzchni morza, obejmuje pas dna szerokości 60 km na głębokości 5000 m. Gdy dno znajduje się płycej, szerokość zasięgu aparatu ulega zmniejszeniu.

## ***II.3. Metody sejsmiczne***

Badania sejsmiczne są obecnie szeroko stosowane w geologii morza. Dostarczają one informacji nie tylko o grubości i warstwowaniu osadów, ale również o budowie skorupy oceanicznej oraz górnej części płaszcza.

W badaniach geofizycznych stosuje się dwie metody: metodę refleksyjną i refrakcyjną. Pierwsza z nich służy głównie do rozpoznawania głębokości dna i warstwowania osadów oceanicznych, druga pozwala rozpoznać budowę skorupy i górnej części płaszcza (patrz ryc. 1). Obie metody polegają na pomiarze czasu, jaki upływa od chwili wzbudzenia fali wywołanej eksplozją, mechanicznym uderzeniem czy wibracją, do jej zarejestrowania po powrocie przez czujnik (hydrofon).

W przypadku sejsmiki refleksyjnej odbicia fal następują od powierzchni oddzielających warstwy o różnych właściwościach fizycznych. Hydrofon odbiera i rejestruje refleksy od kolejnych warstw, przez które przechodzi fala. Znając prędkość rozchodzenia się fal w różnych osadach oceanicznych, można przeliczyć mierzony czas na głębokość ich zalegania. Do wywoływania fal służą tzw. działa powietrzne. Działa te wyrzucają płytko pod powierzchnią morza porcje silnie sprężonego powietrza, które gwałtownie rozprężając się, wywołują fale dźwiękowe.

Informacji o głębszych partiach skorupy oceanicznej dostarcza metoda refrakcyjna (patrz ryc. 1). Polega ona na wykorzystywaniu zjawiska załamania się fal przechodzących z jednego ośrodka w drugi. Na granicy między ośrodkami fala ulega załamaniu się i ślizgając się po powierzchni granicznej, wysyła impulsy ku powierzchni. Fale refrak-

cyjne, odnoszące się do głębiej leżących warstw docierają do odbiornika w pewnej odległości od punktu wzbudzenia fali pierwotnej. Jest to tzw. odległość krytyczna. Jej długość zależy od głębokości zalegania badanej warstwy. Im warstwa znajduje się głębiej, tym dalej powinien znajdować się odbiornik. Na podstawie czasu nadejścia tych fal można wnioskować o wgłębnej budowie dna oceanicznego.

## Rozdział III

# Planeta Ziemia

### III.1. Początki Ziemi i oceanów

#### III.1.1. Powstanie wszechświata

Powstanie wszechświata to zagadnienie fascynujące, lecz pomimo przybywających danych oraz ogólnego postępu nauki wciąż niewystarczająco wyjaśnione. Ciągłe podstawowymi pytaniami są: skąd wzięła się materia do konstrukcji wszechświata, jak proces ten przebiegał, jak długo trwał (trwa?) oraz w jakim czasie miał miejsce.

Najpowszechniej akceptowana przez astronomów i kosmologów teoria wiąże powstanie wszechświata z hipotezą tzw. „Wielkiego Wybuchu” (Big-Bang). Teoria ta zakłada, że wszechświat powstał ok. 15–20 miliardów lat temu w wyniku gigantycznej eksplozji. Fragmenty materii powstałe w wyniku tej eksplozji nadal oddalają się od jej centrum w przestrzeń kosmiczną. Niektóre z tych fragmentów tworzą Drogę Mleczną, w obrębie której z kolei nasze Słońce jest jedną z biliona gwiazd. Jednym z dowodów potwierdzających taką hipotezę jest trwające do dzisiaj rozszerzanie się wszechświata. Dowodzi tego ciągle zwiększająca się odległość poszczególnych galaktyk od Ziemi. Opierając się na tym założeniu, możemy oszacować, że ok. 20 miliardów lat temu materia budująca wszechświat stanowiła jedną całość. Dowodem na to, że wszechświat się ustawicznie rozszerza, jest przesunięcie prążków widma światła w kierunku dłuższych fal świetlnych, tj. światła czerwonego, wysyłanego z odległych galaktyk. Można to wyraźnie obserwować przy użyciu teleskopów.

Zjawisko to, zwane efektem Dopplera, spowodowane jest szybkim oddalaniem się galaktyk od Ziemi. Im emitująca je galaktyka szybciej oddala się od Ziemi, tym przesunięcie jest większe. Zjawisko to polega na pozornym wydłużaniu się fal świetlnych, dochodzących do obserwatora, oddalającego się od źródła światła. Kiedy dane ciało oddala się od Ziemi, wywołane przez nie fale świetlne są „rozciągane” i ulegają wydłużeniu, co powoduje przesunięcie się widma światła w kierunku czerwieni. Ocena ilościowa tego przesunięcia niesie informacje służące do określenia ruchu danego ciała w kierunku od Ziemi. Niektóre z galaktyk oddalają się od Ziemi z niewiarygodną prędkością, wynoszącą 3,2 milionów km/godzinę.

Innym argumentem popierającym teorię „Wielkiego Wybuchu” jest detekcja „szumów” dochodzących z różnych części wszechświata. Te szумы (zakłócenia) są interpretowane przez większość astronomów jako zakłócenia spowodowane drganiami wywołanymi, w przeszłości, przez „Wielki Wybuch”.

Jakkolwiek hipoteza „Wielkiego Wybuchu” dobrze określa czasowo rozprzestrzenianie się wszechświata, niemniej jednak nie wyjaśnia sposobu powstania materii, jak również nie stwarza możliwości opisu wyglądu wszechświata w stadium przed wybuchem.

Te zagadnienia, mające podstawowe znaczenie, są bardzo intrygujące, lecz bardzo trudno jest znaleźć na nie odpowiedź, ponieważ natura samego „Wielkiego Wybuchu” przekreśliła możliwość badania stanu wszechświata z okresu przed jego zaistnieniem.

Alternatywna, lecz zdecydowanie mniej popularna jest hipoteza cyklicznego powstawania wszechświata, która nie uznaje pojedynczego, jednorazowego powstania wszechświata. Przyjmuje ona istnienie takiego stadium, gdy kończy się ekspansja wszechświata i następuje moment, w którym wszechświat w wyniku grawitacji zaczyna się kurczyć, stając się z powrotem jednolitą masą. Również jednak i ta hipoteza nie objaśnia istoty jego powstania. Współczesne obliczenia ilości masy we wszechświecie wskazują, że do ewentualnego zapoczątkowania kurczenia rozproszonej podczas „Wielkiego Wybuchu” masy, musiała być ona 10–20-krotnie większa od istniejącej obecnie.

Niektórzy astronomowie sugerują, że utracona masa jest utrzymywana w tzw. „czarnych dziurach”, które są rozmieszczone w przestrzeni kosmicznej. „Czarne dziury”, będąc niewidoczne, są pozostałościami masywnych gwiazd, które zapadły się w wyniku własnej grawitacji. Fenomen taki ma miejsce w momencie, kiedy gwiazda się spala, a jej paliwo nuklearne niszczy ją od środka. Jeżeli gwiazda jest wystarczająco duża, może mieć na tyle silne pole grawitacyjne, że nie traci światła, lecz staje się wtedy niewidoczną „czarną dziurą”.

Obie powyższe teorie są bardzo intrygujące, ale jeszcze dysponujemy zbyt małą ilością danych, aby ostatecznie rozstrzygnąć, która z nich jest słuszna i jak powstał wszechświat.

### *III.1.2. Powstanie Ziemi*

System słoneczny składa się ze Słońca i 9 planet, które tworzą fragment wszechświata o średnicy ok. 13 miliardów km, mający kształt dyskoidalny. Pozornie fragment ten wydaje się duży, ale faktycznie jest to drobne ciało we wszechświecie. Słońce jest jedną ze 100 miliardów gwiazd znajdujących się w rozpoznanym do tej pory wszechświecie. Odległość od Słońca do najbliższej gwiazdy wynosi 44 miliardy km. Stanowi to 4490 lat świetlnych. Rok świetlny to miara używana przez astronomów dla określania odległości we wszechświecie. Jest on równy odległości przejścia światła, przy prędkości 300 000 km/s, w czasie jednego roku kalendarzowego, czyli ok. 10 bilionów ( $9,8 \times 10^{12}$ ) km.

Obecne teorie próbujące wyjaśnić genezę naszego systemu słonecznego nawiązują do teorii kondensacji wirującego pyłu i gazu międzygwiezdnego. Mogło to mieć miejsce ok. 4,6 miliardów lat temu. Kiedy rotacja kondensującego pyłu się zmniejszyła, a temperatura wzrosła, wtedy chmura pyłu i gazu przybrała kształt dyskoidalny. W centrum tego dysku zaczęła się formować gwiazda, która stała się naszym Słońcem. Zewnętrzna część dysku oziębiała się, a gazy zaczęły wchodzić w reakcje chemiczne, produkując cząstki materii, które następnie powiększały się, łącząc się z innymi cząsteczkami. W ten sposób zaczęła się formować Ziemia i inne planety naszego systemu słonecznego.

W początkowym okresie istnienia, Ziemia była bombardowana cząsteczkami o bardzo różnych kształtach, a część ich energii kinetycznej ulegała zamianie w energię cieplną.



Każda warstwa nowego, gromadzącego się na powierzchni materiału grzebała warstwę poprzednią (niżej legła) i przejmowała jej ciepło. Wzrastająca masa osadzającego się materiału wpływała na zwiększanie się ciśnienia wnętrza Ziemi, co z kolei, spowodowało podniesienie jej temperatury do ponad 100°C. Wtedy drugim źródłem ciepła stał się rozpad pierwiastków radioaktywnych.

Wkrótce po uformowaniu Ziemi jej wnętrze osiągnęło temperaturę topliwości żelaza i niklu. Roztopione żelazo i nikiel zaczęły migrować w kierunku centrum wnętrza Ziemi, natomiast lżejsze substancje przesuwają się bliżej powierzchni, ustępując miejsca żelazowi i niklowi. Te wędrujące ku powierzchni, lżejsze substancje, rozprzestrzeniając się na powierzchni, ulegały oziębieniu i zestaleniu. W ten to sposób struktura Ziemi uległa kompletnej reorganizacji i zróżnicowaniu na poszczególne warstwy, które będą opisane w następnych rozdziałach.

### *III.1.3. Skąd się wzięła woda?*

Do intrygujących pytań związanych z powstaniem Ziemi należą zagadnienia dotyczące pochodzenia wody, a głównie: skąd się wzięła woda na Ziemi i cała hydrosfera, czyli wody oceaniczne, wody słodkie i atmosfera? Wiemy, że najstarsze skały osadowe, datowane na ponad 3,8 miliona lat (patrz ramka), musiały powstać w środowisku wodnym. Te najstarsze skały wyraźnie wskazują, że woda musiała być składnikiem Ziemi, od początku jej historii, czyli od ok. 4,6 miliarda lat temu. Wydaje się, że woda w pierwotnym oceanie pochodziła z płaszcza Ziemi i migrowała przez wulkany, które emitowały ją w postaci pary wodnej i innych gazów zawierających duże ilości wody.

Pierwotne skały krystaliczne, które tworzyły skorupę Ziemi, wietrzały i ulegały erozji. Procesy te były wspomagane przez wysoką koncentrację kwasu węglowego ( $H_2CO_3$ ), powstałego z połączenia znajdującego się w atmosferze dwutlenku węgla i cząsteczek wody. Składniki nieorganiczne, z których składały się skały, rozpuszczały się w wodach, które wypełniały zagłębienia w powierzchniach skał i były niesione do nowo formujących się zbiorników wodnych (oceanów).

Para wodna, powstała przypuszczalnie w wyniku erupcji wulkanicznych, ulegała kondensacji i wypełniała zagłębienia morfologiczne na powierzchni Ziemi, tworząc zalążki przyszłych zbiorników wodnych.

Taka teoria tworzenia się oceanów wydaje się prawdopodobna z dwóch powodów. Po pierwsze, aktywny wulkanizm notowany jest w ciągu całej historii Ziemi (skały wulkaniczne znajdowane są w każdym okresie historii geologicznej Ziemi). Po drugie, obliczono, że płaszcz Ziemi zawiera ok. 0,5% wody zaokludowanej w jej masie. Jeżeli jest to wyliczone poprawnie, to już ok. 1/15 wody uwolnionej z płaszcza wystarczyłoby do wypełnienia obecnej pojemności oceanów.

Jest zatem bardzo prawdopodobne, że taki właśnie mógł być scenariusz zdarzeń. Zatem woda na powierzchni mogła powstać poprzez odgazowanie wnętrza Ziemi. Miałoby to miejsce stosunkowo wcześnie w historii formowania się planety. Proces taki jest zresztą kontynuowany także obecnie.

Proces oziębienia się powierzchni Ziemi, który zastąpił parowanie i spowodował kondensację oraz uformował pierwsze ziemskie oceany, mógł być również przyspieszony, ze względu na zdolność wody do przechowywania ciepła oraz parowania. Energia cieplna,

która przerwała akumulację wody na powierzchni Ziemi, była absorbowana przez masywne chmury pary wodnej i dwutlenku węgla, które otaczały stałą powierzchnię Ziemi. Cząsteczki wody absorbowwały ciepło z powierzchni Ziemi, a następnie przemieszczały je do zewnętrznej krawędzi chmur, gdzie były one zamrażane. Powodowało to, że wielka ilość energii była uwalniana do przestrzeni pozaziemskiej.

### *Najstarsze ślady życia na Ziemi*

Za najstarsze szczątki pochodzenia organicznego uznaje się opisane w roku 1996, w odsłonięciu Akilia na Grenlandii, drobne (kilkumikronowe) kuleczki węgla o dużej zawartości izotopu  $^{12}\text{C}$ , zawarte w apatytach. Wiek skał, z których one pochodzą szacuje się na 3,85 miliarda lat. Dopiero drugą pozycję, pod względem wieku (3,8 mld lat) zajmują znane szczątki, prawdopodobnie organicznego pochodzenia z formacji Isua (ryc. 4) na Grenlandii. Następnymi w kolejności są stromatolity, kopalne makrokolonie sinic. Są to, w przeciwieństwie do poprzednich, bardzo rozległe, o dużej miąższości struktury, opisane z wielu stanowisk na świecie. Te najbardziej znane to stromatolity australijskie (z formacji Warrawoona) i południowoafrykańskie (formacje Onverwacht i Fig Tree). Wiek najstarszych stromatolitów szacowany jest na ok. 3,5 mld lat. Wtedy też rozpoczął się, mało jeszcze wówczas wydajny proces fotosyntezy, dostawca tlenu na Ziemi. Należy pamiętać, że tlen stał się silną trucizną dla żyjących wówczas organizmów beztlenowych, w tym też dla jego producentów, sinic. Z tego też prawdopodobnie powodu, ok. 2 miliardy lat temu gromadzący się tlen przyczynił się do wymarcia stromatolitów. U schyłku dominacji stromatolitów towarzyszą im bogate w wysokiej klasy żelazo, laminowane struktury żelazisto-krzemionkowe, zwane BIF-ami (ang. *Banded Iron Formation*). Dużej miąższości BIF-y to najbardziej znane, najlepszej jakości złoża rud żelaza (Krzywy Róg, kopalnie w stanie Minnesota). Powstawały one w wyniku osadzania się koloidalnej krzemionki i rytmicznie tworzących się lamin oraz utlenionych przez działalność stromatolitów związków żelaza (głównie hematytu). BIF-y wychwytyują zatem tlen, produkowany przez sinice. Maksymalny rozwój BIF-ów przebiega ok. 2,5 mld lat temu. Ok. 2 mld lat temu, prawie równoległe z wymarciem stromatolitów, BIF-y zanikają. Tlen zaczyna gromadzić się na lądzie i utleniać bogate w żelazo osady. Powstają charakterystyczne, czerwone osady lądowe, tzw. *red beds*.

W żelazistych osadach formacji Gunflint w Kanadzie, datowanych na ok. 1,9 mld lat, we fragmentach czertów krzemionkowych (patrz str. ....) zaobserwowano pojedyncze nitki sinic oraz, co najważniejsze, kuliste fragmenty bakterii (sinic? ryc. 4A), które są otoczone grubymi cystami. Może stanowiły one ochronę przed agresywnym podówczas tlenem lub też stadia przetrwalnikowe zabezpieczające przed innymi, niekorzystnymi wpływami środowiska? Może też była to nowa strategia życiowa, umożliwiająca przetrwanie lub/i możliwość rozprzestrzeniania się? Tlen, który obecnie stanowi ok. 21% składu atmosfery, wtedy występował w ilości ok. 1–2%.

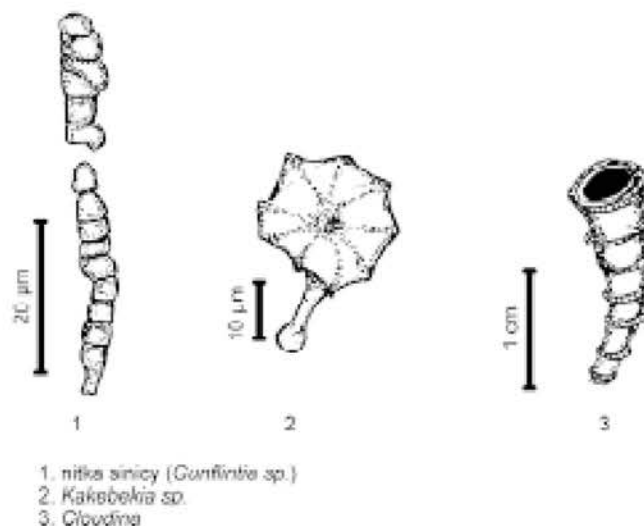
Wszystkie powyższe organizmy to prokaryoty, nieposiadające wyodrębnionego jądra komórkowego. Jedną z największych zagadek tej „sagi życia” jest pojawienie się pierwszych organizmów posiadających jądro komórkowe, eukariontów. Możliwość zachowania się jądra komórkowego, w stanie kopalnym, graniczy z cudem. Publikowane interpretacje o jego zachowaniu się w strukturach kopalnych (np. sfosylizowany „podział komórkowy” w formacji Bitter Springs w Australii) opierają się raczej na



nadinterpretacji obserwowanych faktów. Wydaje się, że jedynym, dosyć zresztą nieprecyzyjnym kryterium jest wielkość organizmu. Współczesne organizmy prokariotyczne rzadko przekraczają wielkość 1  $\mu$ . Komórki jądrowe mają z reguły wielkość ponad 40  $\mu$ m. Przy użyciu takiego kryterium najbardziej prawdopodobnymi, najstarszymi eukariotami mogłyby być, datowane na ok. 1,7–1,4 mld lat kolczaste sfery, zwane akritarchami.

Innym zagadnieniem jest historia tworzenia szkieletu. Najstarsza znana skamieniałość, posiadająca szkielet wapienny, to datowana na ok. 0,6 mld lat rurkowata *Claudina* (ryc. 4.B). Szacowane na ok. 590 milionów lat, interpretowane są one jako odciski organizmów należące do wielokomórkowców (*Metazoa*). Fosylia te pochodzą ze spektakularnego odsłonięcia na wzgórzach Ediacara w południowej Australii. Początkowo traktowane były jako odciski jamochłonów, wieloszczetów itp., obecnie zdają się mieć zupełnie swoistą interpretację (choćby intrygująca koncepcja niemieckiego badacza, Adolfa Seilachera, próbująca zaliczyć je do odrębnej grupy organizmów – *Vendobionta*, niemającej odpowiednika w obecnej biosferze). Zresztą znalezisk typu Ediacara jest znacznie więcej: południowa Afryka – Namibia, Syberia, Chiny, Skandynawia itd.

Jednym z ciekawszych odkryć, budzących w środowisku nie tylko paleontologów kontrowersje, jest środkowokambryjska (ok. 530 mln lat) fauna z Burgess Pass, w Kolumbii Brytyjskiej, Kanada. Skamieniałości odkryte w roku 1909 (C.D. Walcott) to masowo występujące, świetnie zachowane szczątki, głównie stawonogów. Na początku uznawano je za zupełnie endemiczne organizmy – „dziwaki”, niemające odpowiedników w obecnym świecie, np. *Hallucigenia*, *Sarotrocerus*, *Opabinia*. Budziły one wśród uczonych wiele emocji dotyczącej ich klasyfikacji i interpretacji anatomicznej. Dzisiaj większość z tych form została zaklasyfikowana do znanych z współczesnej fauny grup taksonomicznych (więcej informacji: Dzik, 1998; Gasiński, 1998).



Ryc. 4. Jedne z najstarszych organizmów. 1 – nitka sinicy (*Gunflintia* sp.), 2 – *Kalkbeka*, 3 – *Claudina*

### III.1.4. Woda na Ziemi

Ziemia jest jedyną planetą w naszym Układzie Słonecznym, na którym obecnie występuje woda.

Poza Ziemią, tylko Mars wykazuje ślady aktywności wody na jego powierzchni. Są tam bowiem prawdopodobnie ślady po morzach, oceanach, rzekach. Topografia zdaje się wskazywać na aktywność wód powierzchniowych w przeszłości. Pytanie, dlaczego woda zaniknęła pozostaje nadal bez odpowiedzi. Wyprawa sondy „Viking” nie odkryła na Marsie ani śladu wody, ani życia. Ocean ziemski jest więc unikalny w systemie słonecznym. Stworzono trzy hipotezy wyjaśniające powstanie wody na powierzchni Ziemi. Woda mogła powstać:

- 1) z pierwotnej atmosfery Ziemi;
- 2) rozkładu skał wulkanicznych;
- 3) w wyniku stopniowego przyrostu ilości wody w czasie geologicznym.

Specjaliści, którzy proponują hipotezę pierwszą, sugerują, że pierwotna atmosfera Ziemi skondensowała się w jednym czasie w ocean. Jeżeli miałoby to miejsce, należałoby się spodziewać, że oryginalne składniki ówczesnej atmosfery musiały występować w znacznie większych ilościach niż obserwowane obecnie. Jednak rzadkie gazy, takie jak neon i argon, traktowane jako tzw. stare gazy, spotykane są obecnie w ilościach milionów lub setek milionów mniejszych niż niezbędne, aby ta hipoteza była zasadna. Neon ma masę atomową 20, para wodna – 18. Jeżeli zatem atmosfera nie była w stanie zatrzymać neonu, wydaje się niemożliwe, że utrzymała tak duże ilości pary wodnej. Jedyną możliwą przyczyną tego, że pierwotna atmosfera zanikła, byłoby to, że siła grawitacji była podówczas znacznie słabsza niż obecnie, co wydaje się mało prawdopodobne. Obecna atmosfera ziemska nie może utrzymać więcej niż ok. 13 000 km<sup>3</sup> wody, podczas gdy objętość wody w oceanie wynosi ponad 1,3 mld km<sup>3</sup>.

Zwolennicy drugiej hipotezy sugerują, że w czasie zestalania się Ziemi, duże ilości występującej na początku wody zostały związane w skałach wulkanicznych. Następnie, w wyniku dekompozycji tych skał, wody te zostały zwrócone, co wystarczyło do utworzenia oceanu. Badania jednak wykazują, że skały zawierają tylko ok. 5% wody. Nawet gdyby udało się wydobyć wodę ze wszystkich skał wulkanicznych skorupy ziemskiej, to i tak stanowiłoby to zaledwie 50% wody obecnych oceanów. Wydaje się zatem pewne, że większość wody w oceanach nie pochodzi z wietrzenia skał. Niemniej, wiele kationów w wodzie morskiej, takich jak: sód, magnez, wapń i cynk, może mieć właśnie taką, jak powyższa, genezę.

Trzecia hipoteza pochodzenia wody jest bardziej popularna. Proponuje ona stopniowy przyrost ilości wody w czasie geologicznym. Hipoteza ta zakłada, że ilość wody w oceanie powoli, aczkolwiek systematycznie się zwiększała. Prawdopodobnie duża ilość wody była dostarczona stosunkowo wcześniej w historii Ziemi, w powiązaniu z zachodzącymi wówczas procesami fizyczno-chemicznymi. Potwierdza to fakt, że osady typu morskiego są znajdowane w okresie sprzed ponad 3 miliardów lat (patrz wyżej). Węglanowe skały sprzed 2 miliardów lat wskazują, że istniał już wtedy ocean o zasolonej wodzie. Źródłem tej wody prawdopodobnie była aktywność wulkaniczna i gorące źródła. Podgrzanie skał wulkanicznych, tworzących się z lityfikacji magmy powodowało wydzielanie zawartej w nich wody. Dodatkowo, aniony, takie jak chlorki i siarczki, były uwalniane do wody

w czasie aktywności wulkanicznej. Tego typu aktywność trwa do dzisiaj, podobnie jak w przeszłości, wzdłuż grzbietów śródoceanicznych, które rozciągają się w większości oceanów, zwłaszcza wzdłuż łuków wyspowych. W takie strefy szczególnie obfituje Pacyfik (patrz dalsze rozdziały).

Poprzednie dyskusje koncentrowały się na zagadnieniu powstania wody w oceanie i były uproszczeniem niezwykle złożonych procesów. Trzeba zdać sobie sprawę z tego, że oceany tworzyły się w czasie co najmniej 2 miliardów lat lub dłużej. Argument, że aktywność wulkaniczna jest podstawowym źródłem wody i anionów, podczas gdy kationy pochodzą głównie z rozpadu i wietrzenia skał ogniwych, wydaje się wystarczająco przekonujący.

Względne ilości różnych składników w oceanie są zdeterminowane przez procesy fizyczno-chemiczne, które kontrolują chemiczny skład wody. Procesy te zachodzą na styku głównych środowisk, takich jak:

- 1) woda – atmosfera;
- 2) woda – biosfera;
- 3) woda – osad.

Natomiast należy pamiętać, że początkowa atmosfera oraz ocean prawdopodobnie nie zawierały wolnego tlenu. Ewidentnym tego dowodem są stare złoża bogate w żelazo, które jest nierozpuszczalne w wodach natlenionych. Wolny tlen pojawił się dopiero wtedy, kiedy wczesne organizmy, takie jak np. sinice mogły przeprowadzać fotosyntezę. Fotosynteza pojawiła się dopiero ok. 3 miliardów lat temu i całkowicie zmieniła środowisko zarówno atmosfery, jak i oceanu.

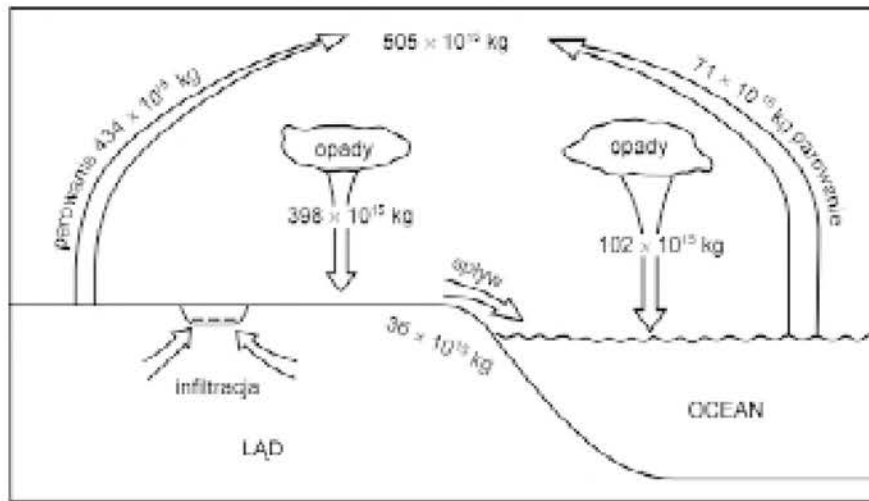
### *III.1.5. Cykl hydrologiczny*

Na Ziemi woda występuje w postaci płynnej w oceanach, jeziorach, rzekach i wodach wglębnych, a w postaci stałej w lodowcach, śniegu i lodzie morskim, a jako kropelki i gaz paruje do atmosfery. Miejsca, gdzie woda jest akumulowana, noszą nazwę rezerwuarów i każdy typ rezerwuaru, który znajduje się na Ziemi, zawiera stałą ilość wody w danej chwili. Woda stale się przemieszcza z jednego rezerwuaru do drugiego: paruje z oceanu i opada jako deszcz na ląd, a następnie rzekami spływa z powrotem do oceanu. To przemieszczanie się wody pomiędzy poszczególnymi rezerwuarami nosi nazwę cyklu hydrologicznego (ryc. 5).

Parowanie przemieszcza wodę z powierzchni oceanów do atmosfery. Większość tej wody wraca z powrotem do oceanów, część pary wodnej prądy powietrzne przesuwają nad lądy. Woda znajduje się na powierzchni lądów i przesącza się do gruntu. Wypełnia ona rzeki i strumyki, jeziora, a czasem pozostaje dłużej w pewnych rejonach jako lód i śnieg. Stopiony lód i śnieg, rzeki oraz wody gruntowe powracają do oceanu, zamykając cykl i wypełniając objętość wodną oceanu.

Właściwości stref klimatycznych są zasadniczo związane z ich temperaturami powierzchniowymi (średnia temperatura powierzchni Ziemi wynosi 16°C) i ich relacją między parowaniem, skraplaniem oraz wilgotnością. Są to: ciepłe rejony równikowe, suche wyspy subtropikalne, wilgotne strefy umiarkowane oraz zimne, suche strefy polarne. Różnice między tymi strefami związane są z ruchem powietrza pomiędzy nimi, przemieszczającym w różnym tempie wodę w cyklu hydrologicznym, z jednego zbiornika do

drugiego. Wraz z sezonowymi zmianami temperatur powierzchniowych w różnych strefach szerokości geograficznych, determinuje ono wiele cech światowego oceanu. Zajmiemy się tym w następnych rozdziałach.



Ryc. 5. Cykl hydrologiczny

## Rozdział IV

# Lądy i oceany

### IV.1. Budowa Ziemi

Glob ziemski ma kształt elipsoidy obrotowej, tj. bryły geometrycznej, która powstaje przez obrót elipsy wokół jej krótszej osi. Różnica między promieniem równikowym (6378 km) a promieniem biegunowym (6356 km) wynosi 22 km. Spłaszczenie Ziemi na biegunach zostało spowodowane siłą odśrodkową wywołaną jej obrotem. Skutkami siły odśrodkowej są również: układ wiatrów w atmosferze, kierunek prądów w oceanach i kierunek ruchu płynnej materii znajdującej się we wnętrzu Ziemi. Obwód globu ziemskiego, mierzony wzdłuż równika liczy 40 000 km.

Na podstawie rozmiarów, kształtu, masy i momentu bezwładności wyliczono ciężar właściwy Ziemi (gęstość), wynosi on  $5,5 \text{ g/cm}^3$ . Gęstość skał budujących zewnętrzną jej powłokę waha się między  $2,7\text{--}3,3 \text{ g/cm}^3$ . Należy więc przyjąć, że we wnętrzu Ziemi znajdują się skały bardziej gęste niż w jej warstwie powierzchniowej.

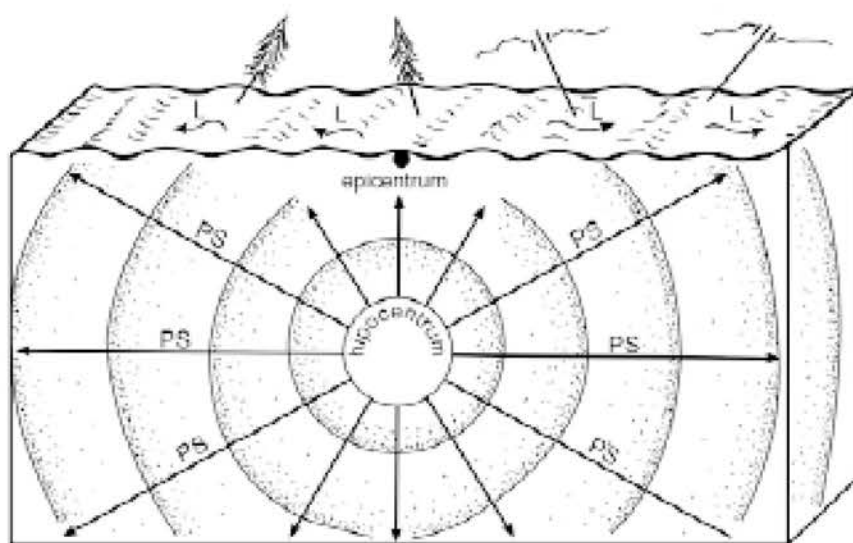
#### IV.1.1. Badania wnętrza Ziemi

Bardziej szczegółową wiedzę o budowie Ziemi zawdzięczamy falom sejsmicznym, które są wzbudzane przez trzęsienia Ziemi. Przenikają one cały glob ziemski, podobnie jak promienie rentgenowskie ciało ludzkie, i są rejestrowane przez liczne stacje sejsmiczne rozsiane na całej powierzchni globu.

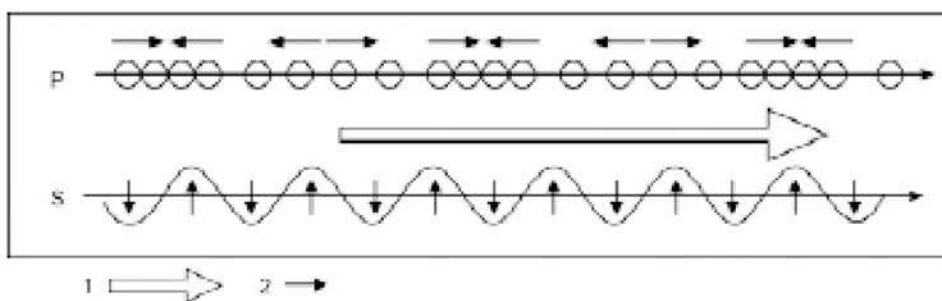
Fale sejsmiczne rozchodzą się promieniście od ogniska znajdującego się wewnątrz Ziemi, nazwanego hipocentrum. Na powierzchnię docierają one najszybciej w miejscu położonym pionowo nad hipocentrum, tzw. epicentrum (ryc. 6).

Prędkość rozchodzenia się fal sejsmicznych zależy od gęstości i sprężystości ośrodka przewodzącego. W skałach gęstych i sprężystych biegną one szybciej, w skałach mających mniejszą gęstość i sprężystość – wolniej. Mierząc czas przybycia fal sejsmicznych do różnych punktów obserwacyjnych, można określić gęstość, a więc i rodzaj skał budujących wewnątrz Ziemi.

Wyróżnia się trzy zasadnicze rodzaje fal sejsmicznych: fale podłużne, poprzeczne i powierzchniowe (ryc. 7). Fale podłużne są falami kompresyjnymi. Ich drgania odbywają się równolegle do kierunku rozchodzenia się fali. Polegają one, podobnie jak fale głosowe, na kolejnych, przesuwających się zagęszczeniach i rozrzedzeniach ośrodka przewodzącego. Fale podłużne przechodzą zarówno przez ośrodki sprężyste (ciała stałe), jak i przez płyny (gazy, ciecze).



Ryc. 6. Schemat rozchodzenia się fal sejsmicznych z hipocentrum. PS – fale podłużne i poprzeczne, L – fale powierzchniowe



Ryc. 7. Model ruchu cząstek materii spowodowanych falami sejsmicznymi. P – fale podłużne, cząstki drgają równolegle do kierunku rozchodzenia się fali. S – fale poprzeczne, drgania cząstek zachodzą prostopadle do kierunku propagacji fali. 1 – kierunek postępu fal, 2 – ruch cząstek ośrodka

Inaczej zachowują się fale poprzeczne. Drgania tych fal są prostopadłe do kierunku ich propagacji. Są to fale odkształceń środowiska przewodzącego i mogą one być przenoszone tylko w ośrodkach sprężystych.

Fale sejsmiczne dochodząc do powierzchni Ziemi wzbudzają trzeci rodzaj drgań określany jako fale powierzchniowe. Rozchodzą się one kółkiem od epicentrum i wprawiają



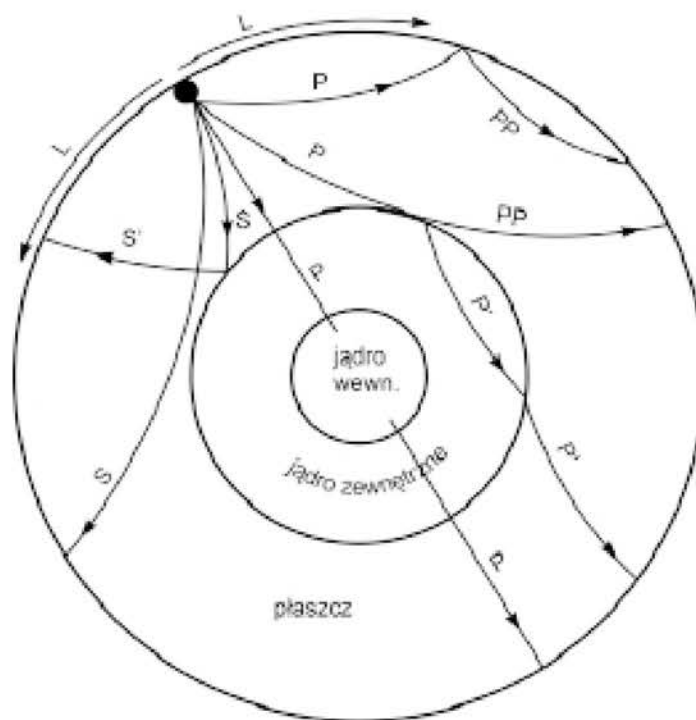
powierzchnię w ruch falowy. Są to fale grawitacyjne podobne do fal powstających na powierzchni wody po wrzuceniu do niej kamienia.

Drugim rodzajem drgań, wchodzących w skład fal powierzchniowych, są fale dylatacyjne, których drgania zachodzą w poziomie, prostopadle do kierunku rozchodzenia się fali. Fale powierzchniowe powodują największe zniszczenia w czasie trzęsień Ziemi.

Fale sejsmiczne, przechodząc przez Ziemię, zmieniają swoją prędkość w zależności od zmian gęstości ośrodka. Gdy zmiany gęstości odbywają się skokowo, ulegają one załamaniom i odbiciom. W rezultacie tor fal sejsmicznych przechodzących przez głębokie strefy Ziemi jest łukowato zakrzywiony (ryc. 8).

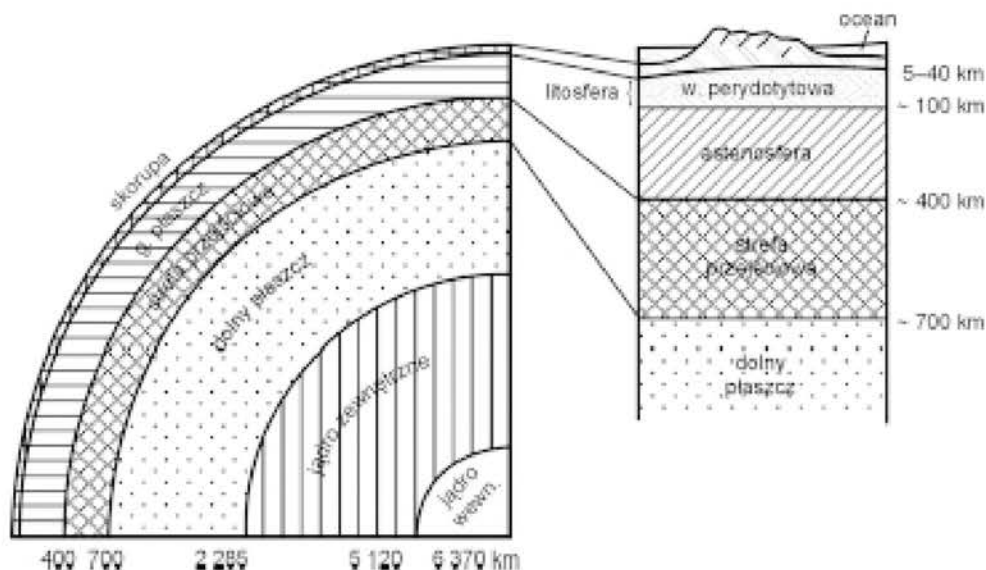
Fale podłużne są szybsze i docierają jako pierwsze do stacji obserwacyjnych. Określamy je symbolem P (od wyrażenia łacińskiego *undae primae* – pierwsze fale). Za nimi nadbiegają wolniejsze fale poprzeczne S (łac. *undae secundae* – fale drugie).

Badania sejsmiczne wykazały, że Ziemia składa się z trzech głównych, ułożonych koncentrycznie, warstw skorupy, płaszcza i jądra (ryc. 9). Na podstawie ciśnienia i temperatury wnętrza Ziemi można określić lepkość kolejnych warstw, a tym samym właściwości reologiczne\* skał budujących glob ziemski.



Ryc. 8. Schemat rozchodzenia się fal sejsmicznych w globie ziemskim. P – fale podłużne, S – fale poprzeczne, L – fale powierzchniowe, PP, SS – fale odbite. P', S' – fale załamane, • – epicentrum

\* Reologia (gr. rheos = prąd, logos = nauka). dział mechaniki dotyczący odkształceń ciał materialnych w różnych warunkach termodynamicznych i fizykochemicznych



Ryc. 9. Budowa Ziemi

#### IV.1.2. Skorupa

Zewnętrzną powłokę Ziemi stanowi skorupa. Wyróżnia się dwa podstawowe jej typy o odmiennej budowie i historii geologicznej: skorupę kontynentalną oraz skorupę oceaniczną. W niektórych obszarach oceanicznych występują nietypowe odmiany skorupy oceanicznej określane jako skorupy przejściowe (ryc. 10).

Grubość skorupy kontynentalnej wynosi przeciętnie 30–40 km, a miejscami (m.in. w wysokich górach) osiąga 60 km i więcej. Skorupa oceaniczna jest znacznie cieńsza, jej grubość waha się od 5 do 10 km.

Skorupa kontynentalna jest stara. Występują w niej, między innymi, najstarsze znane nam skały, które uformowały się przed 4 miliardami lat. Jej historia geologiczna jest nie tylko długa, ale i skomplikowana. Kontynenty były wielokrotnie zalewane przez niezbyt głębokie morza, tzw. morza epikontynentalne. Górne warstwy skorupy kontynentalnej ulegały działaniu sił kompresyjnych. Przejawami tych sił są łańcuchy górskie o skomplikowanej budowie fałdowej.

Obecnie istniejąca skorupa oceaniczna zaczęła się formować stosunkowo niedawno, tj. ok. 170 milionów lat temu, w jurze. Wcześniejsza skorupa została wciągnięta w głąb Ziemi i uległa przetopieniu. Jednocześnie tworzyła się nowa (patrz rozdz. ....). W skorupie oceanicznej nie ma struktur fałdowych występujących w pasmach górskich na lądzie. Osady wyścielające dna oceanów leżą poziomo. Podmorskie pasma górskie zostały uformowane przez procesy wulkaniczne.

Skorupa kontynentalna składa się z trzech członów: warstwy osadowej, warstwy granitowej i warstwy bazaltowej.





W obu typach skorupy dolną granicę warstwy bazaltowej wyznacza nieciągłość Mohorovičića, zwana w skrócie nieciągłością Moho, poniżej której szybkość fal podłużnych wzrasta powyżej 8 km/s. Nieciągłość Mohorovičića pod oceanami występuje na głębokości 10–12 km, pod kontynentami na głębokości 30–50 km, a lokalnie obniża się nawet do 80 km.

#### *IV.1.3. Płaszcz*

Poniżej nieciągłości Moho znajduje się płaszcz otulający jądro Ziemi. Stanowi on 2/3 masy globu ziemskiego i 83% jego objętości. Rodzaj skał budujących płaszcz ustalono na podstawie przesłanek pośrednich. Wzięto pod uwagę: ich gęstość wynikającą z prędkości fal sejsmicznych, skład petrograficzny fragmentów skalnych, tzw. ksenolitów, pochodzących prawdopodobnie z płaszcza, które pojawiają się w skałach wulkanicznych, skład meteorytów kamiennych, pochodzących z jakiejś rozbitej planety i wyniki eksperymentów nad zachowaniem się skał w warunkach wysokich temperatur i ciśnień. Dane te wykazały, że płaszcz zbudowany jest głównie ze skały zbliżonej swym składem do perydotytu, Mineralami skałotwórczymi perydotytu są oliwin i piroksenu, którym towarzyszy w mniejszej ilości granat.

Płaszcz jest dobrym przewodnikiem fal S, a więc zachowuje się pod względem sejsmicznym jak ciało stałe, co innego zdaje się jednak wskazywać rozkład temperatur w głębi Ziemi. Temperatura wzrasta wraz z głębokością. Tempo jej wzrostu określane jest stopniem geotermicznym, tj. ilością metrów, na których podnosi się ona o 1°C. Stopień geotermiczny we wschodniej i środkowej Europie wynosi przeciętnie 33 m. Ciepło w skałach skorupy przenoszone jest przez przewodnictwo z wnętrza globu.

Gdyby transport ciepła w płaszczu odbywał się w tym samym tempie, temperatura skał już na głębokości 100 km wynosiłaby 3000°C i skały uległyby całkowitemu stopnieniu, mimo podniesienia się temperatury ich topliwości spowodowanej wzrostem ciśnienia. Mechanizm transportu ciepła musi więc być inny. Przyjmuje się, że jest ono przenoszone przez prądy konwekcyjne mobilnej materii, która krąży w płaszczu, podobnie jak woda w podgrzewanym od dołu naczyniu.

Pozorną sprzeczność między tą hipotezą a danymi geofizycznymi można wyjaśnić, zakładając, że skały płaszcza przy nagłych uderzeniach, jakimi są fale sejsmiczne, reagują sprężysto jak ciała stałe, poddane zaś długotrwałemu naciskowi nadległych mas skalnych nabierają właściwości plastycznych umożliwiających płynny ruch materii. Zachowują się one jak lód, który uderzony młotkiem pęka, natomiast poddany ciśnieniu odkształca się plastycznie.

Rozkład prędkości fal sejsmicznych pozwala wyróżnić w płaszczu dwie części. W górnym płaszczu, razem ze wzrastającą gęstością skał, następuje wzrost prędkości fal sejsmicznych. Nie jest on jednak równomierny. W stropowej części płaszcza występuje tzw. warstwa perydotytowa, w której głównym składnikiem jest minerał perydotyt. Podobnie jak skały skorupy zachowuje się ona jak ciało stałe. Z tego względu warstwa perydotytowa wraz ze skorupą są określane łącznie jako litosfera (patrz ryc. 9), pod którą znajdują się skały bardziej plastyczne.

Istnieją jednak wskazówki, że w tej strefie płaszcza, oprócz perydotytu, występuje również bardziej zasadowa skała – eklogit. Jest on znajdowany w kimberlitach, wulka-

nicznych skałach pochodzących z głębokości rzędu 200 km. Eklogit jest skałą metamorficzną. Pod względem chemicznym odpowiada bazaltowi, od którego różni się składem mineralogicznym. Podstawowymi minerałami eklogitu są granaty bogate w Fe, Mg i Ca oraz zielony piroksen – omfacyt.

Doświadczalnie stwierdzono, że eklogit powstaje w warunkach temperatury i ciśnienia panujących na głębokości 35–60 km. W związku z tym eklogit występuje tylko pod kontynentami. Zbyt mała grubość skorupy oceanicznej wyklucza możliwość występowania eklogitu na obszarach oceanicznych.

Poniżej warstwy perydotytowej znajduje się astenosfera (gr. *asthenos* – słaby) wykazująca właściwości plastyczne. W astenosferze prędkość fal sejsmicznych gwałtownie spada. Prędkość fal P wynosi 7,3–7,4 km/s, fal S 4,2–4,3 km/s, świadczy to o znacznym zmniejszeniu się lepkości i gęstości ośrodka przewodzącego.

Prawdopodobnie astenosfera jest strefą częściowego topienia się skał, w której niewielkie ilości stopu (1–10%) wypełniają przestrzenie między kryształami trudniej topliwych minerałów. Temperatura astenosfery szacowana jest na 1200°C i jest o kilkaset stopni wyższa od temperatury topliwości perydotytów w warunkach powierzchniowych (700°–900°C).

Podwyższenie temperatury topliwości spowodowane jest wzrostem ciśnienia w miarę zwiększania się głębokości. Powoduje ono, że skały dolnej części litosfery i warstwy perydotytowej zachowują stan stały, mimo że ich temperatura przekracza temperaturę, w której pod ciśnieniem panującym na powierzchni byłyby już całkowicie płynne. Astenosfera i górna część górnego płaszcza są źródłem magmy, która wędrując ku górze, tworzy intruze skał magmowych i zjawiska wulkaniczne na powierzchni.

Poniżej astenosfery ciśnienie jest już na tyle wysokie, że skały zachowują się jak ciała sztywne. Na głębokości 400 km fale sejsmiczne zwiększają nieco swoją prędkość, sygnalizując niewielki wzrost gęstości. Jest on przyjmowany jako granica między górnym płaszczem i strefą przejściową.

Strefa przejściowa rozciąga się od 400 do 700 km. Charakterystyczną jej cechą są trzy strefy nagłego wzrostu prędkości fal sejsmicznych wywołane zmianami fazowymi minerałów. W warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury, jakie panują na tych głębokościach, minerały tworzące perydotyt stają się nietrwałe. Ulegają one przemianom w minerały mające bardziej skondensowane sieci krystalograficzne i tym samym większy ciężar właściwy lub poprzez wymianę jonów zmieniają swój skład chemiczny. Na przykład, piroksen przechodzi w granat, oliwin w spinel. W obu przypadkach ciężar właściwy wzrasta o 10%. Enstatyt ( $\text{MgSiO}_3$ , o ciężarze właściwym 3,1) zmienia się w oliwin i stiszowit (c. wł. odpowiednio 3,4 i 3,55). Forsteryt ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) i fajalit ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) tworzą oliwin ( $\text{Mg, Fe}_2\text{SiO}_4$ ).

W dolnym płaszczu następuje stały wzrost prędkości fal sejsmicznych. Prędkość fal P podnosi się od 10,7 do 13,5, fal S od 6,0 do 6,6 km/s. Przypuszcza się, że w tej strefie minerały perydotytu rozpadają się na proste tlenki metali i przyjmuje, że dolny płaszcz składa się z głównie z tlenku żelaza ( $\text{FeO}$ ), tlenku magnezu ( $\text{MgO}$ ) i dwutlenku krzemu ( $\text{SiO}_2$ ).

#### IV.1.4. Jądro

Granice między płaszczem i jądrem stanowi nieciągłość Gutenberga znajdująca się na głębokości 2 885 km. Na tej głębokości zanikają fale S, a prędkość fal P spada do 8 km/s.

Promień jądra wynosi 3468 km i zajmuje ono 1/6 objętości kuli ziemskiej. Ciśnienie wewnątrz jądra szacowane jest na  $3,5 \times 10^6$  atm., a temperatura osiąga  $3000^{\circ}$ – $5000^{\circ}$ C. Masa jądra stanowi 31,5% masy Ziemi.

Nieciągłość sejsmiczna na głębokości 6370 km dzieli jądro na jądro zewnętrzne i wewnętrzne. Zanik fal S na nieciągłości Gutenberga pozwala wnioskować, że materia jądra zewnętrznego pod względem sejsmicznym zachowuje się jak ciało płynne.

Gęstość materii jądra waha się od 9,3 do 10,6 g/cm<sup>3</sup> w jądrze zewnętrznym, do 12–14 g/cm<sup>3</sup> w jądrze wewnętrznym. Jedynym pospolitym w przyrodzie pierwiastkiem, który może, pod ciśnieniem panującym w jądrze, osiągnąć podobną gęstość jest żelazo albo stop żelaza i niklu. Hipotezę, że żelazo jest głównym składnikiem jądra, potwierdza skład meteorytów żelaznych, pochodzących prawdopodobnie z jakiejś rozbitej planety ziemskiego typu.

Doświadczenia, przeprowadzone w warunkach ciśnienia, jakie istnieje w jądrze, wykazały jednak, że uzyskana w nich gęstość żelaza przewyższa o ok. 10% gęstość materii jądra oraz że topienie Fe następowało poniżej temperatury jego topliwości pod ciśnieniem panującym w jądrze. Prawdopodobnie więc, prócz żelaza, w jądrze występują również inne składniki, które obniżają jego temperaturę topliwości, takie jak SiO<sub>2</sub>, C, O<sub>2</sub>.

W jądrze wewnętrznym następuje zwiększenie prędkości fal podłużnych (P), pozwala to sądzić, że ma ono charakter ciała stałego.

#### ***IV.2. Skorupa oceaniczna***

Skorupa oceaniczna zajmuje 59% powierzchni Ziemi. Przeciętna jej grubość mieści się w granicach 5–10 km, a średnio wynosi 7 km.

Wiercenia podmorskie dotarły zaledwie do głębokości 600 m. Informacje o niżej leżących utworach dostarczają badania sejsmiczne oraz studia nad fragmentami skorupy oceanicznej i górnego płaszcza, tzw. ofiolitami. Są to serie skalne, które zostały wydźwignięte w czasie ruchów orogenicznych formujących łańcuchy górskie. Najpełniejsze serie ofiolitowe znajdują się w Nowej Fundlandii, na Cyprze i w Omanie.

Z badań tych utworów wynika, że w skorupie oceanicznej pod nieciągłą pokrywą osadów (warstwa 1) występuje dwudzielna warstwa bazaltowa (warstwa 2). Głównym składnikiem jej części górnej (warstwa 2A) są bazalty poduszkowe (ryc. 11).

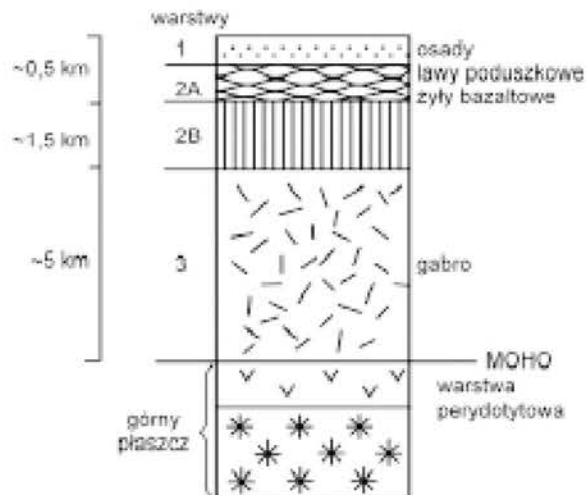
Są one charakterystycznym utworem podmorskich erupcji wulkanicznych. Wydobywająca się lava, stygnąc szybko, w zetknięciu się z wodą morską tworzy spłaszczone formy przypominające kształtem bryły ciasta lub nieregularne owalne poduszki. Bryły te, będące jeszcze w stanie plastycznym, są transportowane w potoku lawowym, ulegając deformacjom i tworząc rozległe nagromadzenia. Podrzedną rolę w tej warstwie odgrywają bazaltowe pokrywy płytowe. Występuje też niewielka domieszka biogenicznych osadów oceanicznych.

Dolna część warstwy 2 (warstwa 2B) zbudowana jest z gęsto ustawionych, pionowych dajek bazaltowych. Magma tworząca dajki\* wykorzystywała rozszerzające się pęk-

---

\* Dajka – intruzja magmy w postaci płyty o mniej lub bardziej równoległych ścianach, przecinająca skały osadowe lub inne skały magmowe.

nięcia skorupy oceanicznej i zestalała się w ich partiach przykrawędziowych, gdzie chłodzenie było najbardziej intensywne. Następna intruzja magmowa wdzierała się w jeszcze płynną środkową część starszej dajki między rozsunięte jej krawędzie. W ten sposób powstawały dajki wielokrotne, włożone jedna w drugą. Szerokość kompleksów takich dajek liczy od 50 m do kilkunastu km. Średnia grubość warstwy 2 wynosi 1,75 km.



Ryc. 11. Skorupa oceaniczna (na podstawie Kennetta, 1982)

Warstwa 3 jest określana jako tzw. warstwa oceaniczna. Prędkość fal sejsmicznych P w tej warstwie odpowiada prędkości w skałach gabbrowych ( $V_p$  ok. 7 m/s). W pobliżu nieciągłości Moho gabbro przechodzi w bardziej zasadowy dunit. Miąższość warstwy oceanicznej oceniana jest na ok. 5 km.

#### IV.2.1. Skorupy przejściowe

Lokalnie skorupa oceaniczna może się różnić od typowej. Wyróżniamy dwie takie odmiany: skorupę subkontynentalną i skorupę suboceaniczną, różniące się budową i historią geologiczną.

Stanowią one typy przejściowe między skorupą kontynentalną i oceaniczną.

Skorupa subkontynentalna ma grubość 25–30 km, a więc mniejszą niż kontynentalna. Od skorupy oceanicznej różni się zaś obecnością w jej obrębie skał kwaśnych. W łukach wysp wulkanicznych (patrz str....) są to andezyty i riolity, pod płaskowyżami podmorskimi, dużymi wyspami oceanicznymi (np. Honsiu, Madagaskar) i nieaktywnymi grzbietami podmorskimi pojawiają się nawet granity.

Skorupa suboceaniczna jest wyraźnie pogrubiona w stosunku do oceanicznej i osiąga miąższość 11–18 km. Odznacza się ponadto znaczną grubością warstwy osadowej, wynoszącą 6–8 km. Skorupa suboceaniczna występuje głównie w morzach marginalnych

(patrz str. ....). Odrębny rodzaj skorupy oceanicznej występuje pod grzbietami śródoceanicznymi (patrz str. ....).

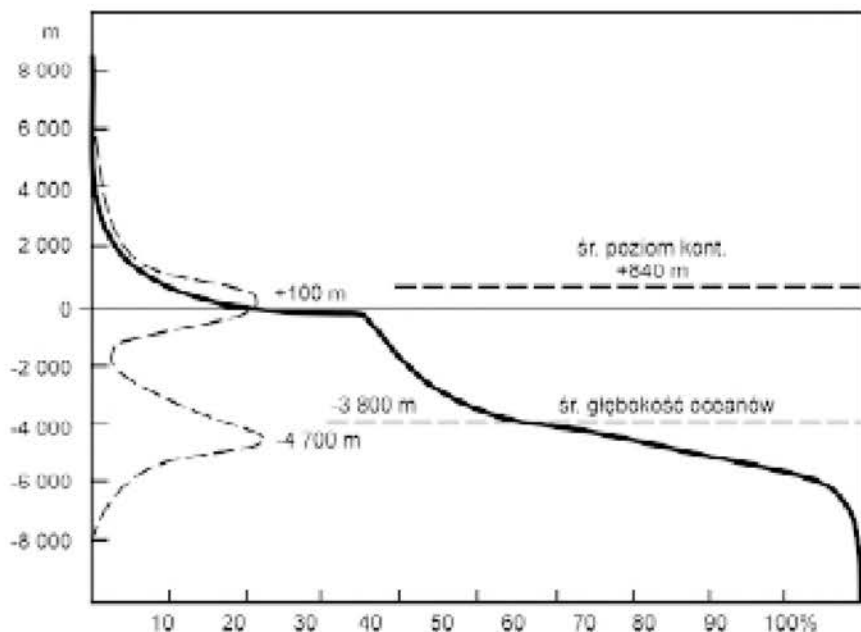
#### IV.3. Ukształtowanie powierzchni Ziemi

Na powierzchni Ziemi wyróżniają się dwie zasadnicze prowincje fizjograficzne: kontynentalna i oceaniczna, różniące się budową i historią geologiczną, procesami kształtującymi ich rzeźbę, a z punktu widzenia fizjograficznego położeniem w stosunku do poziomu odniesienia, jakim jest poziom morza.

Na obszarach kontynentalnych powierzchnia Ziemi wznosi się do 8842 m (Mt. Everest), w oceanach obniża się do 11 034 m (Rów Marianów na Oceanie Spokojnym). Tak więc, całkowita jej deniwelacja wynosi blisko 20 km. Wydaje się to dużo, w porównaniu jednak z promieniem Ziemi znaczy tyle, co zmarszczka skórki na wyschniętym jabłku.

Globalne ukształtowanie powierzchni Ziemi obrazuje krzywa hipsometryczna (Kossina, 1933). Jest to krzywa kumulacyjna przedstawiająca, jaki procent jej powierzchni znajduje się na określonej wysokości lub głębokości w odniesieniu do poziomu oceanów (ryc. 12)

Krzywa hipsometryczna odzwierciedla zróżnicowanie litosfery spowodowane dwoma rodzajami skorupy. Zaznaczają się na niej dwa odcinki. Odcinek górny o średniej wysokości 840 m odpowiada blokom kontynentalnym. Litosfera kontynentalna jest grubsza i lżejsza niż oceaniczna, wobec tego wznosi się ona wyżej na plastycznej masie astenos-



Ryc. 12. Krzywa hipsometryczna i procent powierzchni Ziemi na danym poziomie (linia przerywana)



fery niż cienka i bardziej ciężka litosfera oceaniczna reprezentowana przez dolny odcinek krzywej hipsometrycznej, którego średnia głębokość wynosi 3800 m.

Litosfera kontynentalna znajduje się w równowadze izostatycznej z podścielającą ją plastyczną astenosferą. Równowaga ta może zostać zachwiana przez zmiany grubości (ciężaru) litosfery. Ulega ona wówczas pionowym ruchom wyrównawczym (izostatycznym). W przypadku dodatkowego jej obciążenia, np. przykrycia grubą pokrywą lodową lub nagromadzenia się mas skalnych w łańcuchach gór fałdowych, dany obszar litosfery ulega ruchom obniżającym, podobnie jak statek, który pogrąża się w wodzie w miarę ładowania. Zmniejszenie ciężaru litosfery przez erozję lub stopienie się pokrywy lodowej powoduje ruchy dźwigające.

Na dolnym odcinku tej krzywej dobrze zaznaczają się zasadnicze elementy fizjograficzne den oceanicznych. Są to szelf, skłon kontynentalny, platformy i rowy oceaniczne. Pokazuje ona, że prawie dwie trzecie powierzchni kuli ziemskiej pokryte jest oceanami (tab. 1). Biorąc pod uwagę typ skorupy proporcja ta przedstawia się nieco inaczej. Skorupa oceaniczna zajmuje 60%, a kontynentalna 40% powierzchni Ziemi. Jest to spowodowane faktem, że część skorupy kontynentalnej przykryta jest morzami. W liczbach bezwzględnych oceany zajmują  $361 \times 10^6 \text{ km}^2$  powierzchni Ziemi. Ilość zawartej w nich wody jest niewyobrażalna,  $1,37 \times 10^9 \text{ km}^3$ , zmieściłaby się ona w sześciacie o boku 11,1 milionów kilometrów.

Wszechocean jest trójdzielny. Wyróżnia się Ocean Atlantycki, Ocean Spokojny, zwany również Pacyfikiem i Ocean Indyjski. Oceany te łączą się z sobą na półkuli południowej, tworząc na szerokościach powyżej  $50^\circ$  wokółpolarny Ocean Antarktyczny. Każdy z tych oceanów ma charakterystyczną strefę powierzchniową, pojemność i średnią głębokość. Największą powierzchnię, pojemność i średnią głębokość ma Ocean Spokojny. Najpłytszym oceanem jest Atlantyk, który jest otoczony największą liczbą stref płytkich, takich jak Ocean Arktyczny, Zatoka Meksykańska, Morze Karaibskie i Morze Śródziemne. Ocean Indyjski ma najmniejszą powierzchnię, ale jest stosunkowo głęboki. Objętość Pacyfiku jest dwukrotnie większa od objętości Atlantyku i Oceanu Indyjskiego razem wziętych.

Tabela 1

Procentowy udział obszarów lądowych i oceanicznych

Obszary lądowe	
góry wysokie > 3000 m	1,6%
góry i wyżyny > 1000 m	6,7%
niziny > 0 m	20,9%
Suma	29,2%
Obszary morskie	
szelfy	5,3%
skłony kontynentalne	5,5%
dna oceaniczne	59,0%
rowy oceaniczne	1,0%
Suma	70,8%

## Rozdział V

# Główne jednostki topograficzne den oceanicznych

### V.1. Krawędzie kontynentów

Na obszarach Ziemi zalanych wodami oceanicznymi wyróżniają się dwie zasadnicze prowincje, są to krawędzie kontynentalne i obszary oceaniczne. Różnią się one od siebie nie tylko ukształtowaniem powierzchni, ale również budową, historią i zachodzącymi w nich procesami geologicznymi.

Najważniejszymi elementami krawędzi kontynentalnych są szelf, skłon kontynentalny i podniesienie przedkontynentalne, a na obszarach oceanicznych znajdują się baseny oceaniczne, grzbiety śródoceaniczne, rowy oceaniczne i towarzyszące rowom łuki wysp wulkanicznych. Krawędzie kontynentalne dzielą się na krawędzie typu atlantyckiego i pacyficznego. Krawędzie typu atlantyckiego mają charakter pasywny, wyraża się on brakiem wulkanizmu i spokojem sejsmicznym. Obie skorupy oceaniczna i skorupa kontynentalna są względem siebie stabilne.

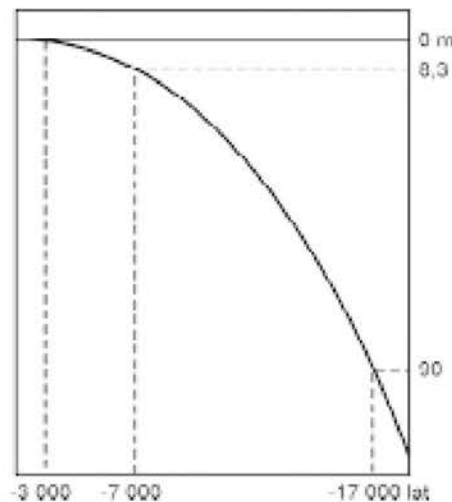
Krawędzie pacyficzne odznaczają się dużą aktywnością wulkaniczną i sejsmiczną, są to krawędzie aktywne, na których zachodzi proces subdukcji (str.....), w którym skorupa oceaniczna pogrąża się pod skorupę kontynentalną.

#### V.1.1. Szelf

Szelf jest to brzeżna strefa skorupy kontynentalnej zalana obecnie płytkimi morzami, Średnia głębokość mórz szelfowych wynosi zaledwie 78 m. Powierzchnia szelfu zapada nieznacznie w stronę oceanu pod kątem rzędu  $0^{\circ}07'$ , czyli 1,7 m/km. Morfologiczną granicę szelfu stanowi linia, określana jako krawędź szelfu, wzdłuż której następuje nagłe załamanie spadku i szelf przechodzi w skłon kontynentalny. W większości przypadków załamanie to następuje na głębokości ok. 130 m. Waha się ono jednak w dość szerokich granicach od 100 do nawet 350 m (szelf wokół Antarktydy).

Obecny poziom i topografia szelfów są rezultatem licznych wahań poziomu morza w czasie ostatniego miliona lat (późny czwartorzęd). Dzisiejsze szelfy ukształtowały się ok. 18 000 lat temu. W plejstocenie olbrzymie masy wody zostały uwięzione w lodach epoki glacialnej. Poziom oceanów obniżył się wówczas o ok. 100–130 m, powodując powiększenie powierzchni lądów o ok. 18%. Ówczesny brzeg morski pokrywał się w przybliżeniu z linią dzisiejszych krawędzi szelfowych.

Po ustąpieniu lodowców poziom morza zaczął się podnosić. Pod współczesnymi utworami szelfowymi napotkano w wierceniach poziomy glebowe, osady aluwialne, utwory lodowcowe i inne osady lądowe. Szybkość podnoszenia się poziomu morza można ocenić na podstawie głębokości, na której znajdują się obecnie osady płytkowodne, datowane metodą  $C^{14}$ . Początkowo wzrost ten był szybki. W okresie 17 000–7000 lat p.n.e. wynosił on ok. 8 m/100 lat. Później jego tempo uległo zwolnieniu do ok. 2 m/1000 lat i ok. 3 000 lat p.n.e. poziom morza osiągnął swoje współczesne położenie (ryc. 13).



Ryc. 13. Podnoszenie się poziomu oceanów w plejstocenie

#### V.1.1.1. Morfologia szelfów

Dużym uproszczeniem jest przedstawianie szelfu jako płaskiej powierzchni nachylonej jednolicie w kierunku morza. Najczęściej powierzchnia szelfu ma charakter falistej lub pagórkowatej równiny. Negatywne formy rzeźby szelfów są reprezentowane m.in. przez: podmorskie kaniony, doliny i przegłębienia wyerodowane przez lodowce, w kształcie litery U i kanały pływowe. Do ważniejszych form pozytywnych należą: rozległe wyniesienia i grzbiety tektoniczne, grzbiety piaszczyste, nasypy brzegowe, wysady solne, rafy koralowe i inne budowle organiczne. W czasie holocenijskiej transgresji na powierzchni szelfów tworzyły się kilkunastometrowej wysokości terasy erozyjne, znaczące kolejne etapy postępu morza.

Znacznie wyższe i bardziej rozległe są stopnie terasowe o genezie tektonicznej. Zostały one uformowane przez uskoki, które obniżają ku oceanowi bloki skorupy kontynentalnej.

Najbardziej urozmaiconą morfologię mają szelfy przyległe do obszarów zlodowaczonych. Deniwelacje na ich powierzchni dochodzą nawet do 200 m. Są to zatopione moreny lodowcowe, wały osadów zgarniętych przez lodowiec, doliny polodowcowe występujące w przedłużeniach dzisiejszych fiordów itp.

Na szelfach w obszarach pozalodowcowych znajdują się kopalne doliny rzeczne, stanowiące kontynuację dolin współczesnych rzek. Na przykład, doliny Renu i Tamizy łą-

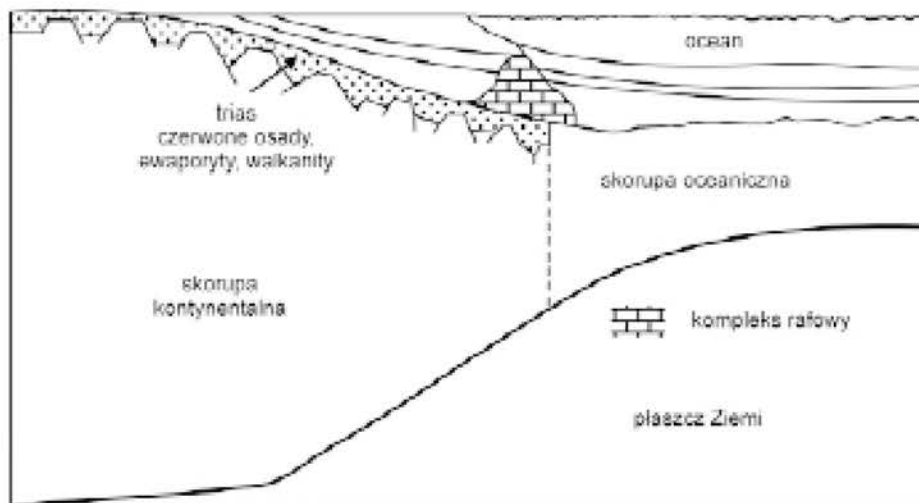
czyły się z sobą w kanale La Manche i wspólnie uchodziły do Morza Północnego. Innymi przykładami mogą być przedłużona dolina rzeki Hudson na szelfie atlantyckim USA, zatopiona spora rzeka wraz z częścią swego dorzecza między Jawą, Sumatrą i Borneo.

Rzeźba szelfów położonych na niskich szerokościach geograficznych powstawała głównie w czasie niskiego położenia poziomu morza podczas ostatniego zlodowacenia. W tym okresie rzeki wcinały się w starsze osady, żłobiąc głębokie doliny. Niesiony przez nie materiał był składany na krawędzi ówczesnego szelfu w postaci rozległych delt i stożków napływowych, skąd prądy zawiesinowe (str. ....) przenosiły go w głąb oceanu. W czasie transgresji holoceniowej zalane zostały liczne laguny, mierzeje i inne formy przybrzeżne. Współczesną morfologię szelfów w tych obszarach urozmaicają rafy koralowe i różnego rodzaju węglanowe budowle organiczne.

W morfologii powierzchni szelfowej zaznaczają się również przedłużenia struktur tektonicznych występujących na przyległych lądach.

#### V.1.1.2. Budowa geologiczna szelfów

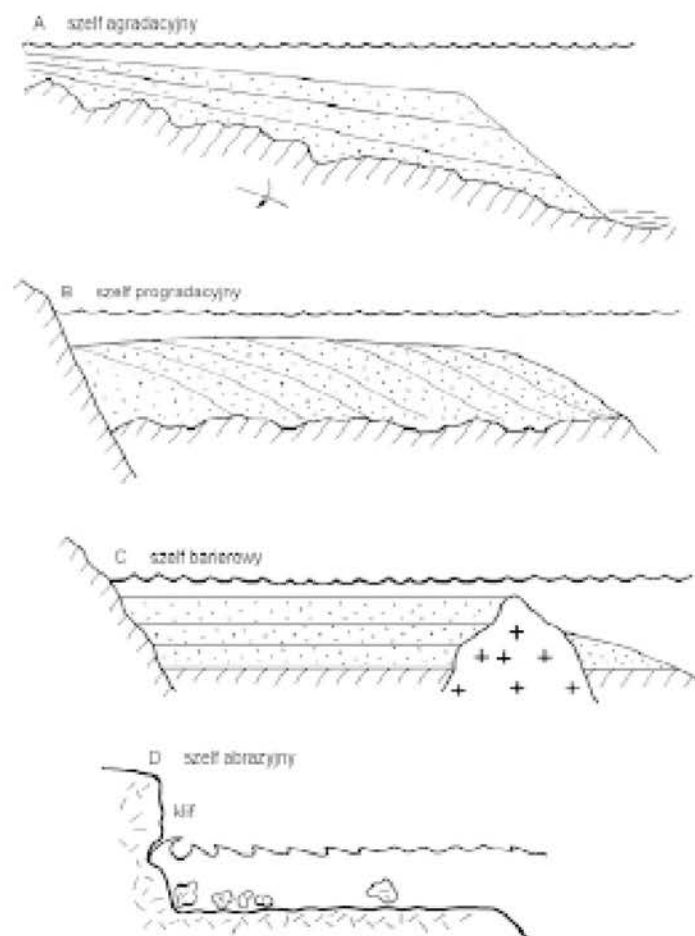
Badania geofizyczne wykazały, że pod szelfami cienieje warstwa granitowa skorupy kontynentalnej. Na kontakcie ze skorupą oceaniczną grubość jej może wynosić zaledwie 10 km. Bezpośrednim podłożem skał szelfowych są prekambryjskie, a lokalnie przedkarbońskie skały krystaliczne, na których leży pokrywa skał osadowych. Najlepiej zostało zbadane podłoże szelfu u wschodnich wybrzeży Ameryki Północnej (ryc. 14). Skały krystaliczne zostały pocięte uskokami, które generalnie obniżają ich powierzchnię w stronę oceanu. Utworzone przez uskoki bloki skorupy tworzą szereg schodzących w dół stopni o różnej szerokości, od wąskich listew do rozległych platform lub systemy położonych coraz niżej zrębów rozdzielonych rowami tektonicznymi.



Ryc. 14. Przekrój przez zachodnią krawędź kontynentu północnej Ameryki (na podstawie J. Grow i in., 1979, zmienione). Osady szelfowe gromadziły się w pulapce sedymenacyjnej, utworzonej przez rafę koralową. Wzrost grubości osadów świadczy o obniżaniu się kontynentu od jury do trzeciorzędu

Na krystalicznym podłożu leży kompleks skał osadowych. Składa się on z lądowych utworów górnego karbonu (?), permu i triasu, przykrytych płytkomorskimi utworami jury, kredy i kenozoiku. W osadach permu i jury występują złoża soli. Sole jurajskie, wyciskane ciężarem nadkładu, tworzą diapiry solne, które przebijają utwory kredowe.

Ze względu na sposób formowania się pokrywy osadowej można wyróżnić kilka typów szelfów (ryc. 15). Przeważająca większość szelfów należy do grupy szelfów agradujących. Grubość pokrywy osadowej na tych szelfach zmniejsza się w stronę kontynentu. Na krawędzi szelfu jej miąższość może dochodzić nawet do 15 km. Taki rozkład grubości świadczy o długotrwałym obniżaniu się (subsydencji) krawędzi przyległego kontynentu.



Ryc. 15. Rodzaje szelfów. A – szelf agradacyjny, przyrost osadów zachodzi głównie w pionie i jest regulowany tempem obniżania się krawędzi szelfu. B – szelf progradacyjny, kolejne nasypy dostarczanego materiału nakładają się na siebie, powodując przesuwanie się krawędzi szelfowej w stronę morza. C – szelf barierowy, osady są zatrzymywane w pułapkach sedymentacyjnych. D – szelf abrazyjny



Osobną grupę stanowią szelfy progradacyjne, które rozrastały się przez przesypywanie transportowanego przez falowanie i prądy materiału poza krawędź szelfu i tworzyły przymę, powodując rozrost szelfu.

W niektórych przypadkach osady gromadziły się w tzw. pułapkach sedymentacyjnych, utworzonych przez rafy koralowe lub wypiętrzone bloki skorupy, oddzielające szelf od otwartego oceanu. Uniemożliwiały one wynoszenie osadów przez falowanie i prądy poza szelf.

Na obszarach polarnych spotyka się szelfy abrazyjne. Są to gładkie powierzchnie, wycięte w twardych skałach wybrzeża w plejstocenie przez erozję lodowcową lub morską podczas transgresji holocenińskiej.

### *V.1.2. Skłon kontynentalny*

Skłon kontynentalny jest stromym, jak na warunki morskie, zboczem oddzielającym obszary szelfowe od głębokich den oceanicznych. Skłon rozciąga się od krawędzi szelfu do głębokości 1500–3000 m, którą osiąga na dystansie nieprzekraczającym 200 km. Przeciętne nachylenie skłonów wynosi  $4^\circ$ , tj. 70 m/1 km, czyli tyle, ile dopuszczalne nachylenie autostrad. Miejscami może ono jednak dochodzić nawet do  $35^\circ$ – $90^\circ$ .

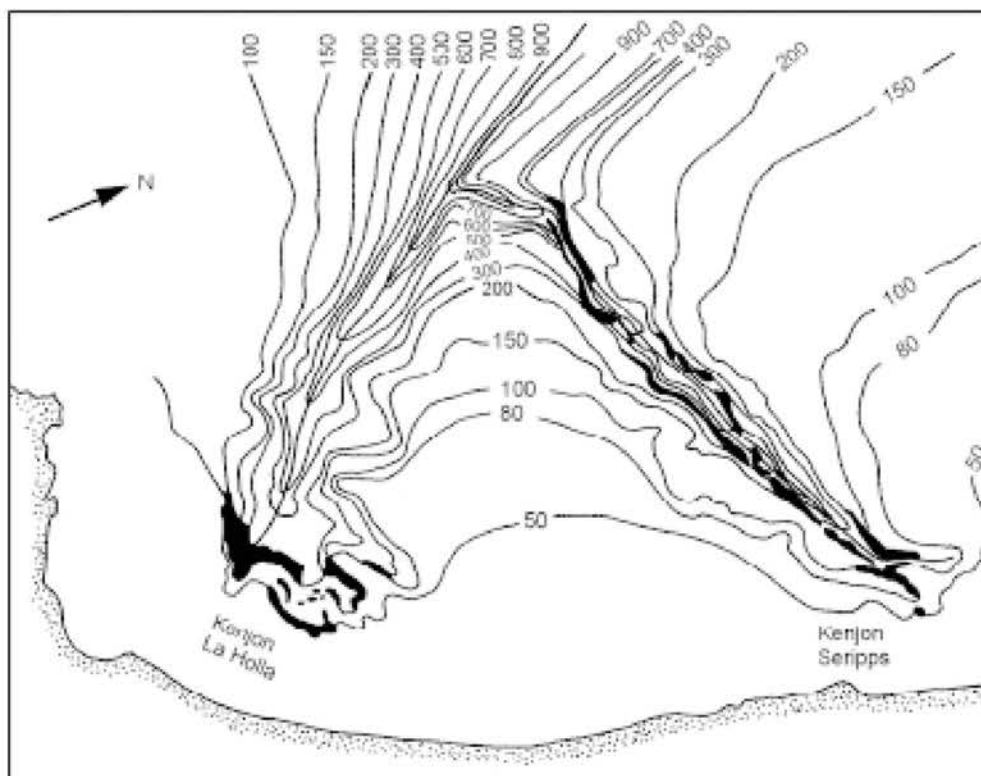
Powierzchnia skłonu zasadniczo jest prawie równa z niewielkimi tylko deniwelacjami. Wiele skłonów ma budowę terasową spowodowaną uskokami. Tu i ówdzie ponad powierzchnię skłonu wznoszą się wydźwignięte bloki uskokowe.

Skłony są pokryte stosunkowo grubą warstwą osadów współczesnych, spod których miejscami wystają wychodnie skał trzeciorzędowych, kredowych, a nawet krystalicznych. Spoczywające na skłonie luźne osady ulegają ruchom osuwiskowym, powstają wtedy nisze i rynny osuwiskowe. Zsunięte masy gromadzą się u stóp skłonu, tworząc pagórkowatą rzeźbę podnóża.

Jedną z bardziej charakterystycznych form morfologicznych spowodowanych erozją są kaniony podmorskie, głębokie, stosunkowo wąskie, stromościenne doliny, przecinające skłon prostopadłe do krawędzi kontynentu (ryc. 16). Kaniony rozpoczynają się na szelfie zewnętrznym rodzajem lejka źródłowego i kończą daleko od krawędzi kontynentu na obszarach oceanicznych. Poprzeczny przekrój kanionów ma kształt litery V. Ściany są strome, często pionowe, a nawet przewieszane. Głębokość wcięcia kanionów jest porównywalna z głębokością Wielkiego Kanionu Kolorado w USA i wynosi od stu kilkudziesięciu do 2 000 m. Szerokość rozwarcia górnych krawędzi dochodzi do 25 km. Przebieg kanionów jest kręty z łagodnymi na ogół zakolami. Nachylenie profilu podłużnego może być bardzo różne, średnio wynosi ono ok.  $9^\circ$ . Kaniony krótkie są bardziej strome, natomiast długie mają znacznie mniejszy spadek. Ogólnie rzecz biorąc, są one bardziej strome niż spadki rzek. Profile podłużne kanionów są niewyrównane, zaznaczają się na nich liczne progi i inne nierówności. Średnia długość kanionów wynosi 50 km, najdłuższy z nich, występujący w Morzu Beringa, osiąga 370 km.

Geneza tych podmorskich dolin od dawna budziła zainteresowanie badaczy. Pomijając starsze, mniej lub bardziej fantastyczne domniemania, obecnie przyjmuje się dwie możliwe hipotezy powstawania kanionów. Wcześniejsza z nich zakłada, że powstawały one w wyniku erozji rzecznej, na co miało wskazywać podobieństwo niektórych cech kanionów i rzek, jak np. obecność lejków źródłowych, V-kształtne przekroje poprzecz-





Ryc. 16. Kaniony podmorskie u zachodnich wybrzeży Stanów Zjednoczonych. Czarną barwą zaznaczono pionowe i bardzo stromo nachylone zbocza (według F.P. Shepard, 1973)

ne, kręty przebieg i in. Zatopienie dolin miało nastąpić wskutek holocenijskiego podniesienia poziomu oceanów lub ruchów obniżających krawędzie kontynentów. Niektóre kaniony rzeczywiście powstawały na tej drodze. Na przykład w Morzu Śródziemnym w pobliżu Tuluzy stwierdzono, pod utworami współczesnymi, obecność w kanionie podmorskim osadów litoralnych. Powyższy pogląd nie może być jednak przyjęty jako generalna zasada powstawania kanionów. Przemawia za tym:

1. Brak związku kanionów z ruchami pionowymi (diastroficznymi) kontynentów. Zgodnie z tą hipotezą, na krawędziach kontynentów obniżających się w ostatnim okresie, kaniony powinny być częste i przeciwnie rzadkie lub nieobecne, na krawędziach, które ulegały ruchom dźwigającym. Okazało się jednak, że w jednym i drugim przypadku kaniony występują z jednakową częstotliwością.

2. W większości kanionów nie zaobserwowano w profilach podłużnych załamania spadku na linii odgraniczającej ich część formowaną w warunkach subaeralnych od części utworzonej pod wodą.

3. Jest bardzo mało prawdopodobne, aby łączne działanie podniesienia się poziomu morza i ruchy pionowe krawędzi kontynentalnych w czwartorzędzie mogły obniżyć ujścia kanionów do głębokości przekraczających 1 000 m, na jakiej znajdują się ujścia wielu z nich.

Powyższa hipoteza może być prawdziwa jedynie w przypadku niektórych kanionów. Znaczna ich większość powstała jednak w wyniku działalności prądów zawieszinowych

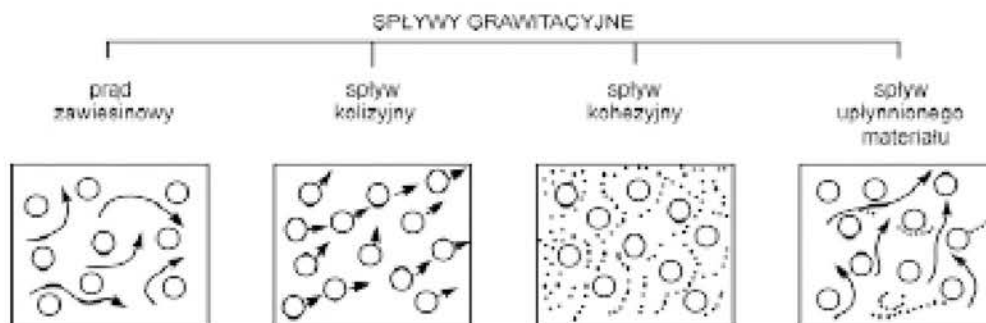
(patrz ramka) i innych podobnych spływów podmorskich gęstej zawiesiny. Obserwacje podwodne wykazały, że kaniony podmorskie są głównymi drogami tych spływów, które powstają na krawędzi szelfu i nabierając prędkości na skłonie kontynentalnym, są zdolne erodować nawet zwarte skały podłoża. Większość materiału niesionego przez spływy jest deponowana u stóp skłonu, w postaci rozległych stożków napływowych.

W świetle tej hipotezy szelfowe części kanionów mogły powstawać w warunkach subaeralnych, natomiast partie głębsze zostały wyerodowane przez prądy zawiesinowe.

#### *Prądy zawiesinowe*

Prądy zawiesinowe należą do grupy spływów grawitacyjnych, tj. prądów cieczy, których lepkość, maleje ze wzrostem prędkości. Podobne właściwości mają również np. roztwory koloidalne. Takie ciecze są określane jako ciecze nienewtonowskie. Natomiast płyny takie, jak woda i gazy, których lepkość nie zależy od prędkości ruchu, tworzą grupę płynów newtonowskich. Najogólniej rzecz biorąc, różnica między prądem cieczy newtonowskiej a podwodnym spływem grawitacyjnym polega na tym, że w pierwszym przypadku ciecz wprawia w ruch transportowany materiał, w drugim zaś jest ona napędzana przez zawartą w niej zawiesinę, która pod wpływem siły ciężkości przemieszcza się w dół po stoku. W spływie grawitacyjnym wyróżnia się dwie fazy. Pierwsza składa się z wody i zawiesiny najdrobniejszego materiału (cząstki ilaste i bardzo drobnopięny pył), jest to tzw. faza rozpraszająca. Drugą fazę, fazę rozproszoną, stanowi materiał o ziarnie znacznie grubszym. Ze względu na mechanizm utrzymujący fazę rozproszoną w zawieszeniu spływy grawitacyjne dzieli się na: prądy zawiesinowe, spływy kolizyjne, kohezyjne i spływy upłynionego materiału (ryc. 17). W prądach zawiesinowych głównym czynnikiem utrzymującym ziarna w zawieszeniu jest turbulencja prądu, w spływach kolizyjnych rolę tę spełniają zderzenia między ziarnami fazy rozproszonej, a w spływach kohezyjnych decyduje lepkość (kohezja) fazy rozpraszającej. Spływy upłynionego materiału są formowane wskutek ciśnienia dyspersyjnego wody porowej, znajdującej się między ziarnami fazy rozproszonej. Prądy zawiesinowe są ważnym czynnikiem kształtującym osady morskie. Powstają one na krawędzi szelfu w postaci osuwiska podmorskiego. Oderwane masy osadów, zsuwając się ze skłonu, nabierają prędkości, mieszają z otaczającą wodą i przekształcają w prąd zawiesinowy, którego gęstość jest większa niż otaczającej wody. Po opuszczeniu skłonu prądy zawiesinowe napędzane siłą bezwładności mogą transportować grubopięny materiał daleko w głąb oceanu. Główną cechą osadów powstałych z prądów zawiesinowych jest uziarnienie frakcyjne ławic. Polega ono na zmniejszaniu się, od spągu do stropu warstwy (ławicy), grubości ziarna. Odzwierciedla ono kolejność sedymentacji poszczególnych frakcji transportowanych w prądzie. Z czoła zwalniającego prądu najpierw wypadają ziarna najgrubsze, a następnie w miarę napływu dalszych części prądu materiał coraz drobniejszy do cząstek ilastych włącznie, które tworzą chmurę zawiesiny unoszącą się ponad główną masą prądu.

W plejstocenie spływy grawitacyjne były częste. Transportowały one olbrzymie ilości materiału piaszczystego i ilowego. Obecnie są one znacznie rzadsze i niosą głównie materiał drobnopięny. Ich działalność ogranicza się jedynie do usuwania współczesnego osadu i dno kanionu pozostaje skaliste.



Ryc. 17. Modele spływów grawitacyjnych

Kaniony tworzą się na krawędziach pasywnych. Najczęściej spotyka się je w obszarach objętych zlodowaceniem plejstoceniowym. Na niskich szerokościach geograficznych kaniony są rzadkie i znajdują się zazwyczaj u ujść dużych rzek, takich jak Missisipi, Kongo, Ganges. Rzeki te niosą dużo materiału terrygenicznego, który jest składany u ujść, a następnie redeponowany przez prądy zawiesinowe w głąb oceanu.

### V.1.3. Borderland

Szczególnym typem obszaru granicznego między kontynentem i oceanem jest tzw. borderland. Znajduje się on na zachodniej krawędzi Ameryki Północnej na szerokości geograficznej stanu Oregon. Za wąskim i nierównym szelfem rozciąga się szeroki, rzędu 150 km obszar o budowie blokowej, składającej się z licznych podwodnych zrębów rozdzielonych basenami zapadliskowymi. Grzbiety zrębów wznoszą się 1500–2000 m ponad dna basenów. Najwyższe z nich zwieńczone są wyspami. Dno basenów jest wyrównane przez osady.

Podobną budowę ma również przyległy obszar Ameryki Północnej, określany jako Basin and Range Province\*. Blokowo uskokowe struktury obu tych obszarów powstały w wyniku przebudowy platformy kontynentalnej, spowodowanej nasunięciem się Ameryki Północnej na wschodniopacyficzny grzbiet oceaniczny. Ułożone równolegle do krawędzi kontynentu, wydłużone baseny stanowią pułapki sedymentacyjne dla materiału znoszonego przez prądy zawiesinowe z przyległego lądu. Na grzbietach osadów brak lub są one przykryte jedynie cienką warstwą mułów hemipelagicznych, powstałych przez swobodne opadanie cząstek z chmury zawiesiny unoszącej się ponad główną masą prądu zawiesinowego.

W basenach zgromadziły się grube serie osadów składających się z szeregu ponakładanych na siebie stożków napływowych utworzonych przez prądy zawiesinowe i inne spływy grawitacyjne. Obecnie działalność prądów zawiesinowych jest ograniczona. W plejstocenie szybkość przyrostu osadów wynosiła ok. 100 cm/1000 lat, współcześnie nie przekracza 5 cm/1000 lat. Wielkość ziarna materiału i jego ilość zmniejsza się ze wzrostem odległości basenu od lądu.

Najbardziej wewnętrzne baseny zostały już całkowicie wypełnione i znajdują się na lądzie lub są przykryte osadami płytkiego szelfu bądź też progradującymi osadami brzo-

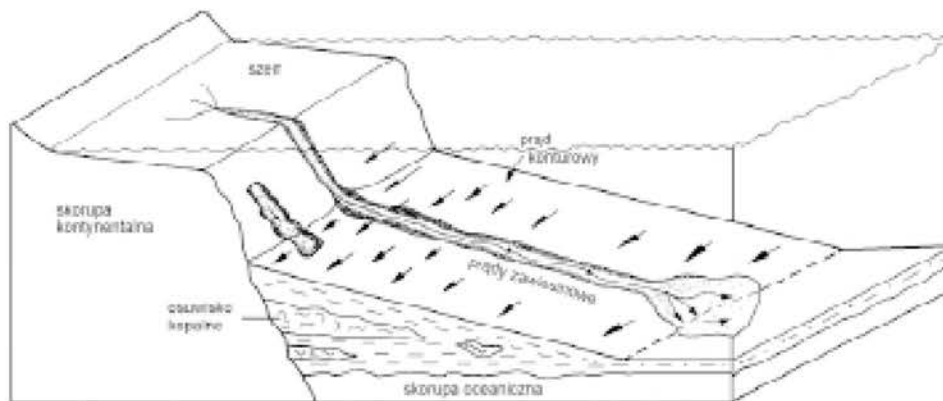
\* Basin and Range Province – Prowincja basenów i grzbietów

wymi i tworzą obecnie równinę nadbrzeżną. Baseny położone dalej od lądu znajdują się jeszcze pod wodą. Miąższość wypełniających je osadów dochodzi do 2000–6000 m.

#### V.1.4. Podniesienie przedkontynentalne

Między skłonem kontynentalnym a równinami basenów oceanicznych rozciąga się podniesienie przedkontynentalne. Jego górna granica znajduje się na głębokości ok. 2000, dolna w pobliżu 5000 m.

Nagromadzenie osadów tworzących podniesienie ma formę cieniejącego w stronę oceanu klina o maksymalnej grubości rzędu kilku i szerokości 100–1000 km (ryc. 18). Powierzchnia podniesienia jest w zasadzie wyrównana. Występujące na niej nierówności nie przekraczają 40 m. Są to głównie, rzadko rozmieszczone, poprzeczne i dość szerokie



Ryc. 18. Schemat budowy podniesienia przedkontynentalnego

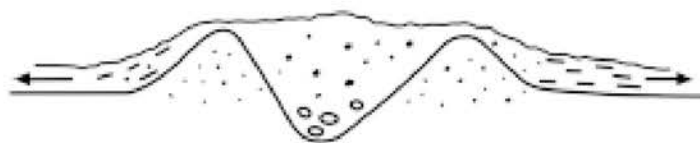
kanały kilkumetrowej głębokości. Wiele z nich obrzeżone jest nasypami brzegowymi. Przecinają one całą szerokość podniesienia. Największe kanały stanowią przedłużenia kanionów podmorskich.

Osady podniesienia tworzą kilka leżących na sobie ciał sedimentacyjnych o dużej rozciągłości lateralnej, utworzonych przez prądy zawiesinowe. Mniejszą rolę w ich budowie odgrywają utwory osuwisk podmorskich.

Prądy zawiesinowe na podniesieniu przedkontynentalnym spływają kanałami poprzecznymi i deponują niesiony materiał u ich wylotów na równinach oceanicznych, powodując rozrost podniesienia. W późnym trzeciorzędzie progradacja podniesienia przy atlantyckiej krawędzi Ameryki Północnej wynosiła ok. 10 cm/1000 lat.

W przypadku gdy prąd zawiesinowy, ze względu na swą objętość, nie mieścił się w kanale, wylewał się poza jego krawędź, tworząc nasyp przelewowy i rozprzestrzeniał nadbudowując podniesienie (ryc. 19).

Dużą rolę w rozprowadzaniu zawiesiny i kształtowaniu powierzchni podniesienia odgrywają również denne prądy konturowe (patrz ramka), płynące wzdłuż krawędzi kontynentów, ponad górną krawędzią podniesienia.



Ryc. 19. Nadbudowywanie podniesienia przedkontynentalnego przez prąd zawieszinowy. Prąd zawieszinowy przekracza wały przykorytowe i rozlewa się na powierzchni podniesienia

### *Prądy konturowe*

Prądy konturowe związane są z termohalinową cyrkulacją wód oceanicznych (rozdz. ....). Bardziej zasolone i zimne, a więc gęstsze wody polarne pogrążają się w głąb oceanu i płyną jako prądy denne w kierunku równika. Wskutek działania siły Coriolisa (str. ....) wywołanej obrotem Ziemi, są one spychane na półkuli północnej w prawo, na półkuli południowej w lewo pod obrzeżające ocean kontynenty i płyną wzdłuż ich krawędzi, nad górną granicą podniesienia przedkontynentalnego. Prędkość tych prądów dochodzi do 30 cm/s, wyjątkowo osiąga jednak nawet 70 cm/s. Są to prędkości, przy których taki prąd może transportować większość cząstek ziarnistych znajdujących się w wodzie morskiej, jednak zbyt małe, by po złożeniu ponownie cząstki uruchomić. Przyrost osadu deponowanego przez prądy konturowe zależy więc od ilości przeniesionego przez nie materiału w jednostce czasu. Im prąd ma większą prędkość, tym więcej wody przepływa ponad daną powierzchnią w określonym czasie, a tym samym więcej materiału może być zdeponowane.

Jak można sądzić na podstawie badań geofizycznych, w przykontynentalnej części podniesienia znaczny udział mają utwory osuwiskowe. Niektóre jezory osuwiskowe tworzą rozległe pokrywy sięgające do krańców podniesienia.

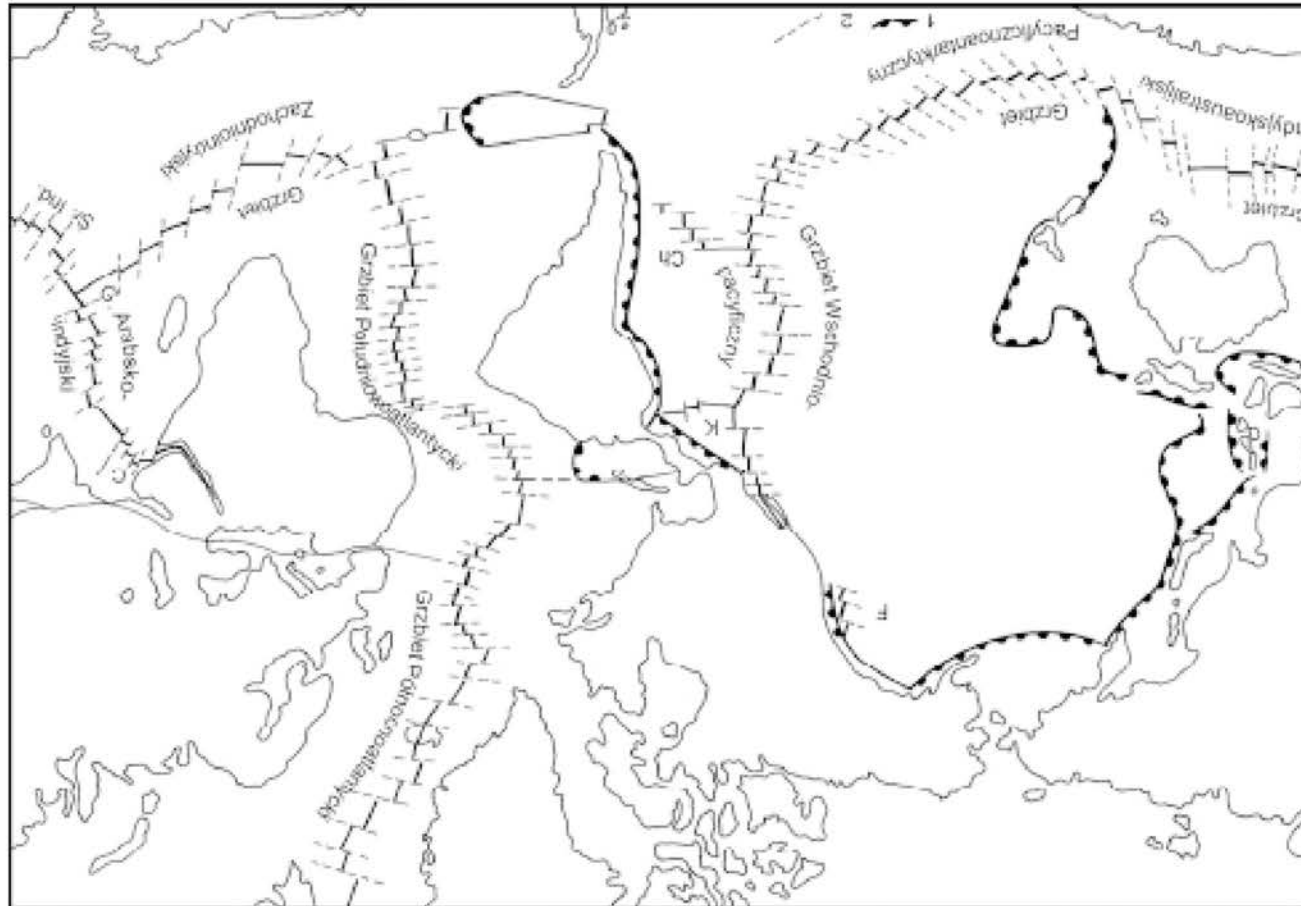
Obecnie przyrost pionowy osadów jest rzędu 5–50 cm/1000 lat. W plejstocenie był on zapewne znacznie większy.

## **V.2. Obszary oceaniczne**

### *V.2.1. Grzbiety śródoceaniczne*

Grzbiety śródoceaniczne stanowią największy system górski, jaki istnieje na Ziemi. Łańcuch tych podmorskich gór wulkanicznych o łącznej długości 80 000 km i szerokości 1500–2000 km przebiega przez wszystkie oceany, mniej więcej w ich środkowej części. Góry te wznoszą się ponad basenami oceanicznymi na wysokość 1–3 km i dorównują, a nawet przewyższają swoją wysokością góry wysokie na lądzie. Niektóre ich szczyty wystają ponad powierzchnię oceanu w postaci wysp. Średnia głębokość, na jakiej znajduje się ich powierzchnia szczytowa, wynosi 2 500 m.

Łańcuch grzbietów śródoceanicznych (ryc. 20) można śledzić od Wysp Anjou na Morzu Arktycznym (grzbiet Nansena) poprzez Morze Norweskie do Islandii. Następnie ciągnie się on przez Atlantyk, okrąża Afrykę i wkracza na Ocean Indyjski i tam rozgałęzia się. Zachodnia jego gałąź dochodzi do Zatoki Adeńskiej, gdzie rozwidla się powtórnie. Jedno



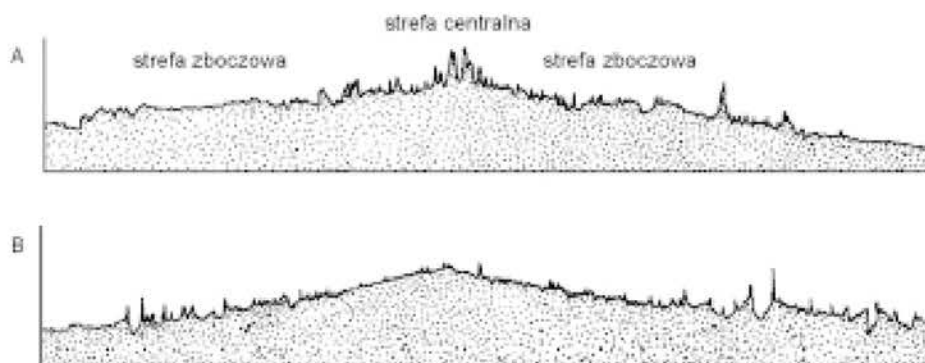
Ryc. 20. Przebieg grzbietów śródoceanicznych (na podstawie T. Garrison, 1993). C – grzbiet Carlsberga, Ch – Grzbiet Chiński, F – grzbiet Juan de Fuca, K – Grzbiet Kokosowy. 1 – strefy subdukcji, 2 – linie dyslokacyjne



ramię wchodzi w Morze Czerwone, natomiast drugie wkracza na kontynent afrykański jako wschodnioafrykański system rowów tektonicznych. Gałąź wschodnia okrąża od południa Australię i kontynuuje się jako grzbiet wschodniopacyficzny. Grzbiet ten wchodzi w Zatokę Kalifornijską i ginie pod kontynentem północnej Ameryki. Na szerokości geograficznej stanu Oregon (USA) pojawia się jeszcze na krótkim odcinku jako grzbiet Juan de Fuca.

#### V.2.1.1. Morfologia grzbietów

W grzbietach śródoceanicznych wyróżniają się dwie strefy fizjograficzne: strefa centralna, która odznacza się ostro zarysowaną rzeźbą górską i, po obu stronach grzbietu, strefy zboczowe o łagodniejszej morfologii (patrz ryc. 21A).



Ryc. 21. Przekroje morfologiczne przez grzbiety A – atlantycki i B – Wschodniopacyficzny (na podstawie B.V. Heezena, 1962). Pionowe przewyższenie stokrotne

Strefa centralna składa się z szeregu pasm górskich, oddzielonych od siebie głębokimi dolinami, przebiegającymi równolegle do osi grzbietu. Różnice wysokości względnych w tej strefie dochodzą do 1000 m. W osi strefy centralnej znajduje się głęboka, stromościenna dolina ryftowa (ang. *rift* = szczelina). Obecność doliny ryftowej jest charakterystyczną cechą grzbietów oceanicznych, odróżniającą je od innych grzbietów podmorskich. Przekrój doliny ma kształt litery V. Jej dno o szerokości 30–50 km, znajduje się 1–2 km poniżej powierzchni szczytowej grzbietu, niekiedy nawet głębiej niż dna sąsiednich basenów oceanicznych. Dno doliny ryftowej pocięte jest licznymi szczelinami i uskoki, przebiegającymi równolegle do osi grzbietu. Stopień zagęszczenia tych spękań jest najwyższy w pobliżu osi doliny i zmniejsza się z odległością od osi. Uskokami formują zręby rozdzielone rowami tektonicznymi. Na zboczach rowu, obsunięte bloki uskoki tworzą stopnie terasowe.

W osi doliny ryftowej znajduje się tzw. ryftowy rów wewnętrzny o szerokości kilku km. Dno tego rowu pocięte jest licznymi, kilkumetrowej szerokości szczelinami, których głębokość dochodzi do 10 m. Ciągają się one na długości kilkuset metrów. W rowie i jego najbliższym otoczeniu występują najmłodsze bazalty. Magma wydobywa się szczelinami i tworzy różnej wielkości jeziorka płynnej lawy. Rowy obrzeżone są wałami utworzonymi z lawy zakrzepłej w postaci bazaltów poduszkowych. Bazaltom towarzyszą gabra,

sjenity i inne zasadowe skały magmowe. Badania paleomagnetyczne (paleomagnetyzm, str.....) wykazały, że wulkanizm na grzbietach ma charakter epizodyczny. Np. na grzbiecie śródatlantyckim krótkie okresy ożywionej działalności wulkanicznej, liczące mniej niż 100 lat, były przedzielone, trwającymi ok. 1000 lat, okresami względnego spokoju.

W strefie zboczowej następuje stopniowe zmniejszanie się wysokości szczytów i różnic wysokości względnych. Rzeźba staje się pagórkowata. Zaczynają pojawiać się osady. Początkowo występują one jedynie lokalnie w niektórych zagłębieniach, w miarę oddalania się od osi grzbietu osady pokrywają coraz to większą powierzchnię, aż wreszcie skały bazaltowe chowają się pod jednolitą pokrywą osadów wypełniających basen oceaniczny.

Nieco odmienną morfologię ma Grzbiet Wschodniopacyficzny (ryc. 21B). Jest on znacznie szerszy niż pozostałe grzbiety śródoceaniczne. Jego szerokość waha się od 2000 do 4000 m. Góry centralne są niskie i ich rzeźba jest znacznie łagodniejsza niż innych grzbietów śródoceanicznych. Na znacznej długości jest on pozbawiony doliny ryftowej. Pojawia się ona dopiero na szerokości geograficznej Meksyku. Od grzbietu wschodniopacyficznego odgałęziają się, poprzeczne grzbiety Chilijski o bardziej urozmaiconej morfologii i na szerokości geograficznej Ekwadoru, grzbiet Kokosowy.

#### V.2.1.2. Gorące źródła

Jednym z bardziej spektakularnych zjawisk występujących w dolinach ryftowych są gorące źródła. Grzbiety śródoceaniczne odznaczają się silnym wypływem ciepła idącego z głębi Ziemi. Woda morska, wnikając szczelinami w głąb skały, nagrzewa się i miesza z wodą juvenilną pochodzącą z magmy. Wypływa ona szczelinami na powierzchnię, głównie w dolinie ryftowej. Wody gorących źródeł w czasie swojej wędrówki reagują z otaczającymi skałami i wzbogacają się w  $H_2S$ ,  $SiO_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$  i  $CH_4$  (gaz błotny). W mniejszych ilościach znajduje się w niej również K, Ca, Rb, Ba oraz metale obecne w wodach juvenilnych\*.

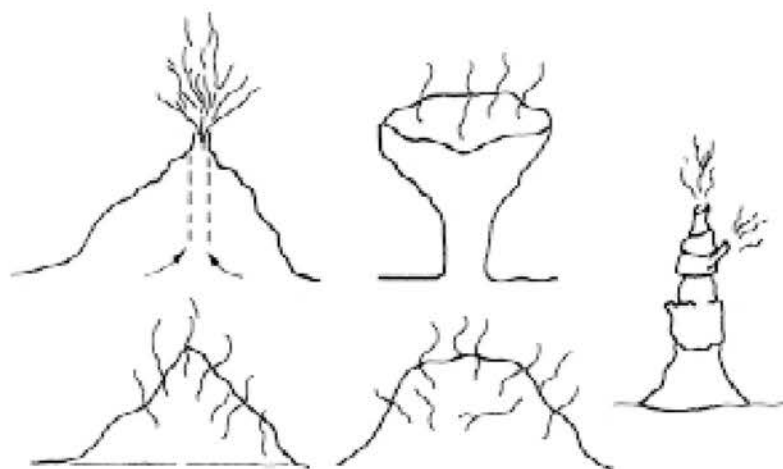
Wokół gorących źródeł powstają struktury w kształcie kominów, utworzone z minerałów hydrotermalnych, żargonowo określane jako „**smokersy**” (ang. *smoker* = palacz tytoniu) lub kominy, z których wytryskują czarne lub białe fontanny gorącej wody, sięgające wysokość dochodzącą do kilkuset metrów. Przeważnie mają one formę stożka z kanałem centralnym, przez który wydobywa się woda. Spotyka się też formy w kształcie kielicha, formy kominowe oraz formy kopułowate, z których woda wypływa licznymi kanalikami na całej ich powierzchni. Wysokość tych struktur dochodzi do 10 m, a maksymalna średnica osiąga ok. 50 m (ryc. 22).

Wypływająca ze szczelin woda jest bezbarwna. Przy zetknięciu z zimną wodą morską wytrącają się zwarte w niej związki chemiczne, które nadają fontanom zabarwienie. Wyróżnia się trzy rodzaje źródeł:

Czarne fontanny (ang. *black smokers*), które wyrzucają ciemną wodę o temperaturze  $350^{\circ}C$ – $400^{\circ}C$ , pod ciśnieniem ok. 270 atm. Jest ona znacznie lżejsza od wody morskiej. Jej gęstość wynosi 0,7 (gęstość wody morskiej 1,025). Swoją barwę zawdzięcza ona wytrącającym się minerałom siarczковым oraz intensywnej turbulencji.

---

\*Wody juvenilne – terminem tym są określane wody pochodzące z magmy, występujące w postaci przegrzanej pary wodnej. Wydobywają się one na powierzchnię w czasie procesów wulkanicznych.



Ryc. 22. Przykłady fontann hydrotermalnych (smokery)

Białe fontanny (ang. *white smokers*) są chłodniejsze. Ich temperatura wynosi  $20^{\circ}\text{C}$ – $30^{\circ}\text{C}$ . Oziębienie spowodowane jest mieszaniem się gorącej wody z zimnymi wodami podziemnymi, znajdującymi się płytko pod powierzchnią dna oceanu. Wydobywająca się woda ma jasną, mleczną barwę, spowodowaną głównie turbulencją. Trzeci typ stanowią wypływy szczelinowe, ich temperatura jest rzędu kilkunastu stopni. Jest to woda oceaniczna, która nie dotarła do dużych głębokości we wnętrzu grzbietu lub silnie rozcieńczona wodami gruntowymi woda juvenilna.

Materiał budujący fontanny jest kruchy. Składa się on z porowatej krzemionki, siarczoków cynku, żelaza i miedzi oraz siarczanów wapnia i magnezu. W zależności od rodzaju tych związków i stopnia ich stężenia mają one różnorakie zabarwienie, czerwone, brązowe, żółte, czarne, białe.

#### V.2.1.3. Sejsmika i wulkanizm

Grzbiety śródoceaniczne stanowią jedną z najbardziej aktywnych stref sejsmicznych i wulkanicznych Ziemi. Ogniska trzęsień Ziemi występujących na grzbietach znajdują się stosunkowo płytko, na głębokości nieprzekraczającej zazwyczaj 100 km, najgłębsze dochodzą do 300 km.

Równie aktywny jest wulkanizm. Magma wydobywająca się w dolinie ryftowej pochodzi z astenosfery, z głębokości rzędu 70–200 km. Powierzchnie szczytowe grani wszystkich grzbietów znajdują się mniej więcej na tej samej głębokości pod powierzchnią oceanu. Dowodzi to, że wynoszona magma i jej temperatura były na całym globie jednakowe.

Z wulkanizmem związany jest duży wypływ ciepła idącego z głębi Ziemi, wielokrotnie wyższy niż w basenach oceanicznych. Maksymalny strumień ciepła w osi grzbietu dochodzi do  $9 \text{ mcal/cm}^2/\text{s}$ , podczas gdy w basenach oceanicznych wynosi on średnio  $1 \text{ mcal/cm}^2/\text{s}$ .

#### V.2.1.4. Petrografia

Główną rolę w budowie grzbietów odgrywają alkaliczne bazalty. Różnią się one od bazaltów kontynentalnych mniejszą zawartością K, Ti, P i są ubogie w takie pierwiastki

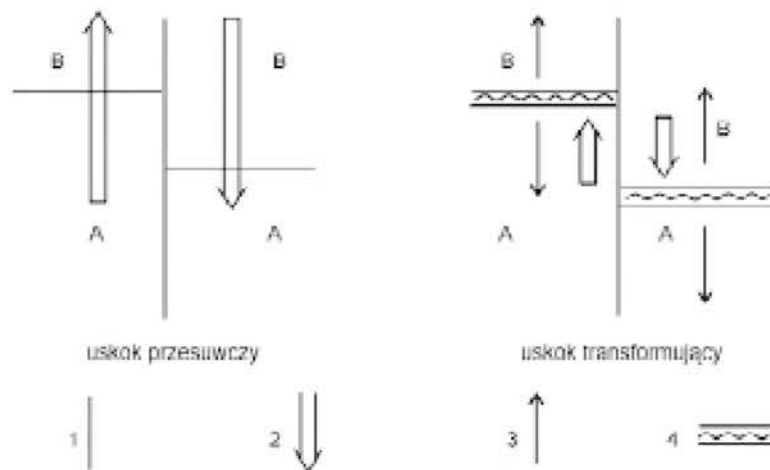
śladowe, jak Rb, Ce, La. Magma bazaltowa pochodzi z płaszcza Ziemi. Trudno jednak odtworzyć jej skład pierwotny ze względu na zmiany, jakim ulegała ona w podczas wędrówki ku powierzchni.

#### V.2.1.5. Tektonika grzbietów

Zjawiska tektoniczne na grzbietach ograniczają się do przejawów tektoniki nieciągłej (dysjunktywnej), np. uskoki, szczeliny i spękania. Analiza tych struktur wykazała, że powstały one w wyniku działania sił rozciągających (tensji), działających prostopadle do osi grzbietu. Siły te powodują oddalanie się skorupy od osi grzbietu śródoceanicznego i rozrost oceanu (str.....).

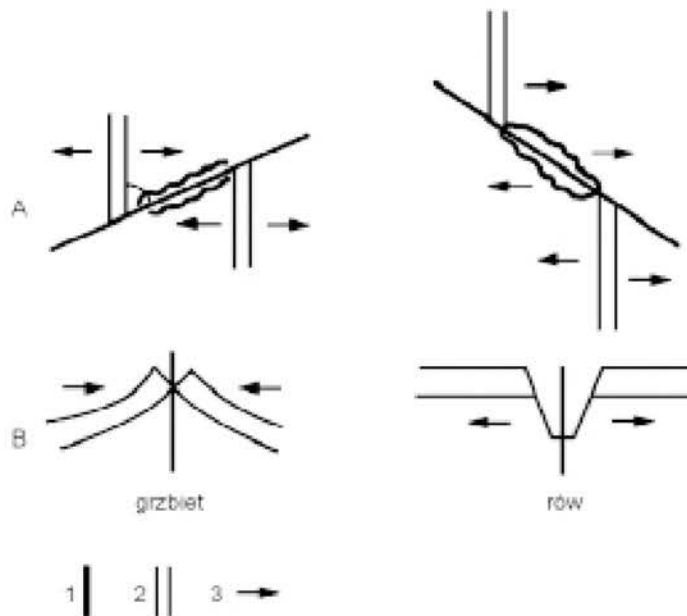
Jedną z charakterystycznych cech grzbietów śródoceanicznych są gęsto rozmieszczone uskoki, przebiegające prostopadle lub nieco skośnie, do osi grzbietów. Jest to specjalny typ uskoków przesuwczych, określane jako uskoki transformujące. W uskoku przesuwczym masy skalne po obu jego stronach przesuwają się względem siebie w przeciwnych kierunkach (ryc. 23). W odróżnieniu od innych typów uskoków przesuwczych, które są młodsze od przecinanych przez nie skał, uskoki transformujące powstają równocześnie ze skałami nowo powstającej skorupy oceanicznej, które jednocześnie oddalają się od doliny ryftowej.

Ruch przesuwczy obu skrzydeł uskoku transformującego odbywa się jedynie między przesuniętymi dolinami ryftowymi. Przesunięcie to może wynosić kilkaset kilometrów. Z tym odcinkiem związane są liczne ogniska często powtarzających się płytkich trzęsień ziemi. Większość ognisk tych trzęsień znajduje się na głębokości nieprzekraczającej 30 km. Przedłużeniem uskoku transformacyjnego jest martwa linia dyslokacyjna, która wydłuża się w miarę rozrostu skorupy. Po obu stronach tej linii znajdują się bazalty różnego wieku.



Ryc. 23. Uskoki przemieszczające bloki skorupy w poziomie. Uskok przesuwczy, przemieszczenie mas odbywa się wzdłuż całej długości uskoku, w przypadku uskoku transformującego przeciwny ruch zachodzi jedynie między przesuniętymi odcinkami doliny ryftowej, na pozostałej długości linii dyslokacyjnej bloki po obu stronach uskoku poruszają się zgodnie. A, B – przemieszczane bloki. 1 – linia dyslokacji uskokowej, 2 – przeciwny ruch bloków, 3 – kierunek rozrastania się dna oceanicznego, 4 – dolina ryftowa

Z uskokami transformacyjnymi i rozrostem skorupy związane są poprzeczne grzbieity i rowy tektoniczne. Uskoki transformujące nie zawsze przecinają grzbieity śródoceaniczne dokładnie pod kątem  $90^\circ$ . Niekiedy ich ustawienie różni się o kilka – kilkanaście stopni od kąta prostego. W przypadku, gdy kąt, pod jakim uskoki przecinają grzbieity, jest mniejszy niż  $90^\circ$ , w obu skrzydłach kierunki rozrastania się dna oceanicznego są zbieżne. Na linii uskoku następuje kompresja, w wyniku której może powstać wypiętrzenie dna oceanicznego, tworzące grzbieit poprzeczny, łączący przesunięte doliny ryftowe. W przypadku zaś, gdy kąt jest ostry, kierunki rozrostu dna są przeciwstawne. Dno oceaniczne jest rozciągane i tworzy się wówczas rów tektoniczny (ryc. 24).



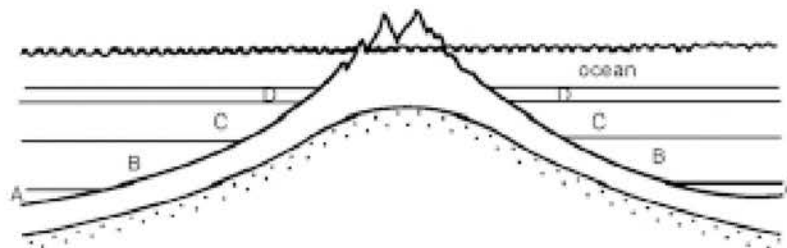
Ryc. 24. Modele powstawania poprzecznych grzbieitów i rowów w strefach rozłamów. A – plan, B – przekrój. Strzałki wskazują kierunek rozchodzenia się dna oceanicznego

#### V.2.1.6. Wiek bazaltów – paleomagnetyzm

Badania paleomagnetyczne (paleomagnetyzm) pozwoliły stwierdzić, że w miarę oddalania się od doliny ryftowej wiek bazaltów wzrasta symetrycznie po obu jej stronach (patrz ryc. 28). W osi grzbieitu lava wydobywa się współcześnie, a powstałe z niej bazalty nie są starsze niż 5 milionów lat (pliocen). W miarę oddalania się od doliny ryftowej skorupa oceaniczna staje się coraz starsza, w najdalej położonych obszarach liczy ok. 170 mln lat (jura). Jednocześnie wzrasta grubość pokrywy osadowej i wiek warstw spoczywających bezpośrednio na bazaltach skorupy (ryc. 25).

Odkrycie paleomagnetyzmu skał legło u podstaw współczesnych poglądów na rozwój oceanów i wielkoskalowych procesów tektonicznych zachodzących w litosferze Ziemi. Pole magnetyczne Ziemi składa się z linii sił przebiegających tak jak linie wytworzone przez magnes sztabkowy umieszczony w jej wnętrzu (ryc. 26). Wychodzą one z północnego bieguna magnetycznego i wracają przez biegun południowy. Bieguny magnetyczne Ziemi są niestałe. Wykonują one nieregularne ruchy oscylacyjne w pobliżu biegu-

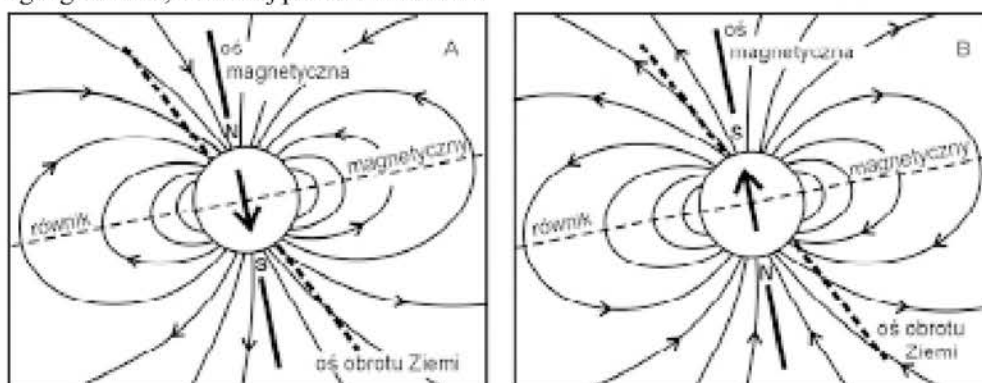
nów geograficznych, wracając co około 1000 lat na swoją pierwotną pozycję. Ich średnie położenie pokrywa się z położeniem biegunów geograficznych, co świadczy, że istnieje ścisły związek między tymi dwoma rodzajami biegunów.



Ryc. 25. Wiek warstw spoczywających bezpośrednio na podłożu bazaltowym jest coraz starszy w miarę oddalania się od doliny ryftowej. A – D kolejne warstwy

W wielu skałach znajdują się **minerały ferromagnetyczne**, czyli takie, które pod wpływem zewnętrznego pola magnetycznego ulegają namagnesowaniu. Po usunięciu pola zewnętrznego część tego namagnesowania pozostaje jako tzw. **magnetyzm szczątkowy**, określane także jako **paleomagnetyzm**.

Ciała ferromagnetyczne uzyskują magnetyzm w temperaturach niższych od tzw. punktu Curie. Mogą one ulec rozmagnesowaniu jedynie w przypadku powtórnego nagrzania przekraczającego ten punkt. Temperatura punktu Curie dla każdego minerału jest inna. Dla najpospolitszego minerału ferromagnetycznego – magnetytu ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) wynosi ona  $575^\circ\text{C}$ . Szczególnie bogate w ten minerał są bazalty i skały pokrewne. Magnetyt znajduje się również w niektórych skałach okrzewych. Kryształy minerałów ferromagnetycznych, mając swobodę ruchu np. w magmie lub środowisku wodnym, ustawiają się zgodnie z aktualnie istniejącymi liniami pola magnetycznego Ziemi. Po zastygnięciu magmy lub opadnięciu na dno w kolumnie wody, pozycja ich zostaje utrwalona. Tym samym odgrywają one rolę igieł minikomпасów wskazujących kierunek N – S, zaś na podstawie inklinacji paleomagnetycznej można określić szerokość geograficzną miejsca, w którym znajdowała się skała w okresie jej powstawania. Niestety, niewiadomą pozostaje długość paleogeograficzna, na której powstawała skała.



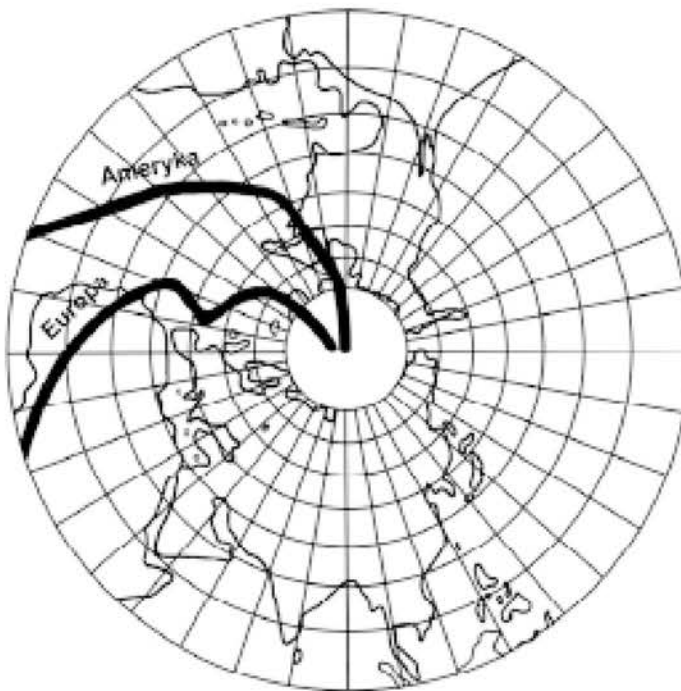
Ryc. 26. Przebieg linii magnetycznych podczas normalnego (A) i odwróconego (B) pola magnetycznego Ziemi



Badania paleomagnetyczne prowadzone na szeroką skalę w różnych miejscach globu ziemskiego przyniosły zaskakujące stwierdzenia. Po pierwsze okazało się, że w geologicznej przeszłości położenie biegunów geograficznych względem kontynentów ulegało systematycznym zmianom. Na podstawie pomiarów na kontynentach europejskim i północnoamerykańskim wykreślono linie takiej pozornej „wędrowki” bieguna północnego w okresie od paleozoiku do czasów obecnych. Linie te, wbrew oczekiwaniom, nie pokrywały się z sobą. Rozstęp między nimi zmniejsza się od paleozoiku do połączenia się obu linii na współczesnym biegunie magnetycznym (ryc. 27).

Opisana „wędrowka” biegunów jest jednak pozorna. Bieguny magnetyczne znajdowały się zawsze w pobliżu osi obrotu Ziemi. Ziemskie pole magnetyczne jest bowiem wzbudzone przez prądy elektryczne, które powstają wskutek krążenia płynnych mas metalicznych znajdujących się w jądrze zewnętrznym. Chaotyczne początkowo ruchy tych mas zostały uporządkowane przez obrót Ziemi, co sprawia, że odgrywają one rolę prądnicy, która wirując wokół osi obrotu Ziemi, tworzy pole magnetyczne. Bieguny magnetyczne i geograficzne są wobec tego nierozzerwalnie związane z sobą. Oś Ziemi, pomijając drobne odchylenia precesyjne, zajmuje od początku stałą pozycję. Pozorną wędrowkę biegunów można więc wytłumaczyć jedynie ruchem kontynentów względem biegunów.

Przyjęcie ruchu kontynentów stanowiło podstawę teorii tektoniki płyt (patrz rozdz.....), obejmującej całokształt formowania się głównych elementów litosfery, jakimi są oceany i kontynenty.



Ryc. 27. Trasy pozornej wędrowki biegunów wykreślone na podstawie pomiarów paleomagnetycznych wykonanych w Europie i Ameryce Północnej

Drugim ważnym odkryciem w zakresie paleomagnetyzmu było stwierdzenie, że w geologicznej przeszłości następowało odwracanie się pola magnetycznego Ziemi. Ujemny obecnie biegun północny otrzymywał znak dodatni, a biegun południowy znak ujemny. Przemagnesowania następowały w nieregularnych odstępach czasu. Istniały więc w historii Ziemi okresy namagnesowania normalnego, czyli takiego, jak obecnie, i okresy namagnesowania odwróconego. Przedzielone one były okresami zaniku pola magnetycznego. Czas trwania tych okresów, określanych jako epoki paleomagnetyczne, wynosił średnio 700 000 lat. Przyczyny tego zjawiska nie są jednak znane.

Obecnie istniejące pole magnetyczne powstało 700 000 lat temu. Zostało ono utworzone po zaniku istniejącego wcześniej pola odwróconego. Czas tej przemiany wynosił ok. 1 mln lat. Nastęstwo okresów magnetycznych zostało stwierdzone na obszarach oceanicznych, gdzie nie ma deformacji fałdowych i spowodowanych nimi komplikacji.

W okresie od początku trzeciorzędu (65 mln lat p.n.e.) wyróżniono 29 naprzemianległe występujących epok paleomagnetycznych, z przewagą magnetyzmu normalnego lub odwróconego. Każda z tych epok składa się z krótszych epizodów, tzw. wydarzeń paleomagnetycznych, w których pole magnetyczne było ustawione odwrotnie niż panujące w danej epoce. W pliocenie i plejstocenie wyróżniono np. cztery takie epoki:

Brunhes (normalna od 0,69 mln lat);

Matuyama (odwrócona od 2,43 mln lat);

Gauss (normalna od 3,32 mln lat);

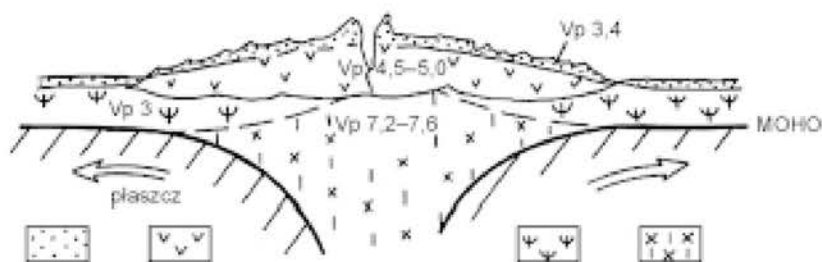
Gilbert (odwrócona od 4,5 mln lat).

Wcześniejsze epoki zostały opatrzone kolejnymi numerami.

Dokonując korelacji epok magnetycznych z wiekiem bezwzględnym skał, utworzono nową dziedzinę stratygrafii – magnetostratygrafię. Stosując tę metodę, w dość krótkim czasie sporządzono mapę stratygraficzną większości den oceanicznych (ryc. 28).

#### V.2.1.7. Budowa geologiczna grzbietów śródoceanicznych

Najpełniejsze dane o budowie geologicznej uzyskano z grzbietów atlantyckiego i wschodniopacyficznego. Grzbiet śródatlantycki (ryc. 29), podobnie jak wszystkie pozostałe grzbieity, zbudowany jest z bazaltów. Na powierzchni grzbietu występują wulkaniczne bazalty zmienione przez wodę morską. Szybkość sejsmicznych fal podłużnych ( $V_p$ ) wynosi w nich 3,4 km/s.



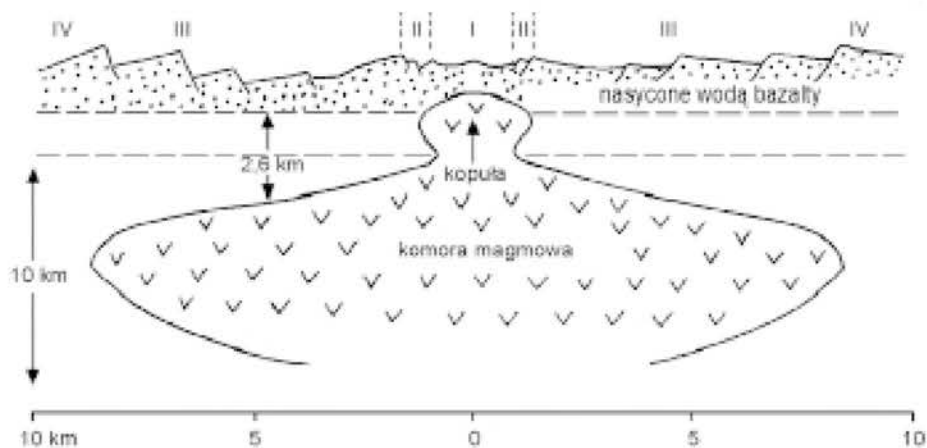
Ryc. 29. Budowa grzbietu śródatlantyckiego. 1. bazalty wulkaniczne, 2. alkaliczne bazalty toleitowe, 3. bazalty skorupy oceanicznej

Główną masę grzbietu stanowią alkaliczne bazalty toleitowe, których grubość rośnie od 0,5–1 km do 2,3 km pod centralną częścią grzbietu. W tym samym kierunku zwiększa się też prędkość fal Vp, od 4,5–5 km/s do 5,8 km/s. Pod skłonami grzbietu zanikają bazalty budujące skorupę oceaniczną, w których szybkość Vp osiąga 6,7–7 km/s. Tym samym w strefie centralnej brak jest powierzchni Moho. W centralnej części grzbietu, pod bazaltami toleitowymi, występują skały przejściowe między bazaltami a skałami górnej części płaszcza. Vp wynosi w nich 7,2–7,6, w górnej części płaszcza osiąga ona 8,1–8,5 km/s. W grzbiecie wschodniopacyficznym (ryc. 30) przeprowadzono szczegółowe badanie doliny ryftowej. Mc Donald i Layendyk (1981) wyróżnili w niej strefę osiową i dwie, występujące po obu jej stronach, strefy brzeżne.

Strefa osiowa o szerokości ok. 1 km jest strefą współczesnego wulkanizmu. Bazalty w tej strefie są świeże, błyszczące. Znajdują się w niej zastygłe jeziora lawowe. Na brzegach tych jezior widoczne są ślady licznych wahań poziomu lawy. Strefa brzeżna ma szerokość 0,5–2 km. Dno doliny w tej strefie pocięte jest licznymi, równoległymi do jej osi uskokami. Uformowały one poprzesuwane w pionie bloki o różnej wysokości i podobnych rozmiarów rowy tektoniczne. Struktury te powstawały w warunkach rozciągania obszaru rowu. Przyrost dna oceanicznego w tej strefie wynosi ok. 3 cm/rok.

Najbardziej zewnętrzną strefę części brzeżnej stanowi seria uskoków tworzących wznoszące się ku krawędzi doliny stopnie. Początkowo wysokość stopni wynosi ok. 70 m, w odległości ok. 10 km od osi doliny ulega gwałtownemu zmniejszeniu. Na granicy między strefą pierwszą a drugą bardzo liczne są fontanny hydrotermalne.

Badania geofizyczne wykazały, na głębokości 2–6 km poniżej dna doliny ryftowej, obecność soczewkowatej komory magmowej o średnicy ok. 20 km i grubości 10 km. Pod osią grzbietu wyrasta z niej kopułowaty „bąbel” magmowy o średnicy 1 km, którego strop znajduje się zaledwie 600 m poniżej dna doliny. Z tego „bąbla” magma wydobywa się szczelinami i wylewa w strefie osiowej.



Ryc. 30. Przekrój przez Grzbiet Wschodniopacyficzny. I–IV strefy uskokowe

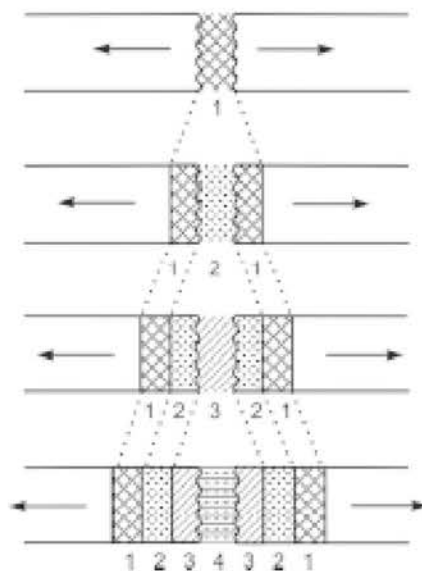
Takie szczegółowe badania geofizyczne nie były, niestety, prowadzone na innych grzbietach, otwarte więc pozostaje pytanie, czy stwierdzona budowa Grzbietu Wschodniopacyficznego jest ogólną regułą, czy właściwością tylko tego grzbietu.

#### V.2.1.8. Rozrost skorupy oceanicznej

Rozkład wieku bazaltów i grubości warstwy osadowej oraz stwierdzenie działania sił rozciągających w dolinie ryftowej pozwalają sądzić, że dolina ryftowa jest miejscem rozrywania litosfery tzw. *spreingu* (ang. *spreading* – rozciąganie).

W rozwartą szczelinę wdziera się magma bazaltowa. Magma ochładzana przez zimne skały otoczenia zastyga. Szczelina zostaje jednak ponownie rozerwana przez działające w dolinie ryftowej siły rozciągające i wypełniona nową magmą. Proces ten ustawicznie się powtarza, powodując, po obu stronach doliny ryftowej, rozrost skorupy oceanicznej (ryc. 31). Obecnie szybkość *spreingu* zachodzącego w grzbietach oceanicznych mieści się w granicach od kilku (grzbiet Nansena na Oceanie Lodowatym) do 10 cm/rok. Średnio wynosi ona 2,5 cm/rok. Atlantyk i Morze Czerwone rozszerzają się 1–2 cm/rok, grzbie-ty Oceanu Indyjskiego 1–3,5 cm/rok. Najszybciej rozrasta się Grzbiet Wschodniopacyficzny, w którym średnia prędkość *spreingu* wynosi 6 cm/rok, a w niektórych jego odcinkach osiąga nawet 10 cm/rok.

Rozszerzanie się dna oceanicznego nie jest równomierne. Odbywa się ono skokowo. Poszczególne odcinki grzbietu przesuwają się w różnym czasie i to z różną prędkością. Od szybkości *spreingu* zależy morfologia grzbietów i rozwój doliny ryftowej. W przypadku małej szybkości, dolina ryftowa jest dobrze wykształcona, a powstające po obu jej stronach góry ryftowe mają wysoki relief. Przykładem może być Grzbiet Śród atlantycki.



Ryc. 31. Powstawanie nowego dna oceanicznego w dolinie ryftowej. 1–4 etapy rozwoju

Jeżeli spreading jest szybki, dolina ryftowa jest słabo rozwinięta lub zastąpiona wiązką zmieniających się, wąskich szczelin. Grzbiety takie mają dużą szerokość i łagodniejszą rzeźbę (Grzbiet Wschodniopacyficzny).

#### *V.2.1.9. Powstawanie krawędzi pasywnych*

Doliny ryftowe są więc miejscem narodzin nowego oceanu. Powstają one wskutek pęknięcia litosfery kontynentalnej, czyli riftingu. W pęknięcie wdiera się płynna materia płaszczu i tworzy skorupę oceaniczną. Rifting poprzedzony jest kopułowym wybrzuszeniem litosfery kontynentalnej, która jednocześnie cienieje zarówno wskutek metamorfizmu termalnego w jej dolnej części, jak i powierzchniowej erozji. Kopuła ta jest rozciągana i pęka. Szczeliny układają się z grubsza równolegle do siebie, albo, co jest częstsze, rozbiegają się z jednego punktu, tworząc układ w kształcie litery „Y”, tzw. trójkąt (ryc. 32). Jednocześnie formują się liczne rowy tektoniczne i rozwija się wulkanizm powierzchniowy.

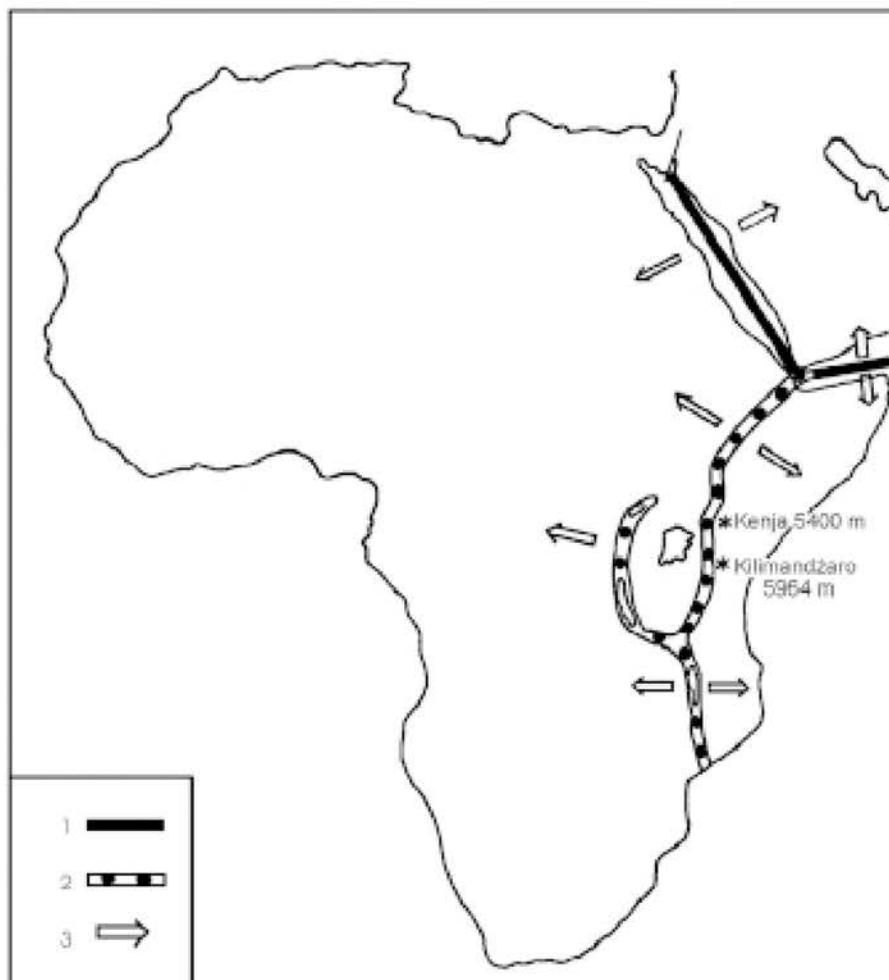
W dwu ramionach tego układu wykształcają się w aktywne doliny ryftowe. Rozwój trzeciego ramienia zostaje zazwyczaj zatrzymany na etapie wielkiego rowu tektonicznego lub strefy uskokowej. Odsuwające się krawędzie kontynentów ulegają obniżeniu (subsydencji) i zuskokowaniu. Te przejawy ruchów pionowych ukształtowały szelfy i morfologię skłónów kontynentalnych.

Większość pasywnych krawędzi kontynentalnych powstała ok. 200 mln lat p.n.e. (jura). Wcześniej wszystkie obecnie istniejące kontynenty były połączone i tworzyły jeden superkontynent, nazwany Pangeą. Z biegiem czasu Pangea rozpadła się, a krawędzie rozdziału stały się krawędziami pasywnymi powstałych kontynentów.

Współczesnymi przykładami wczesnych stadiów spreadingu są wschodnioafrykańska Wielka Dolina Ryftowa i Morze Czerwone. Stanowią one dwa ramiona trójkąta zbiegające się w Zatoce Adeńskiej, w którą wkracza śródoceaniczny grzbiet Carlsberga, stanowiący jego trzecie ramie. Wschodnioafrykańska Dolina Ryftowa (ryc. 33) jest szerokim rowem tektonicznym, w którym znajdują się wielkie jeziora afrykańskie (Jezioro Wiktorii, Tanganika, Rudolfa i inne). Na krawędzi doliny wznoszą się góry blokowe z licznymi, uformowanymi w trzeciorzędzie, stożkami wulkanicznymi, np. Kilimandżaro (5 895 m). Przebiega ona od Zatoki Adeńskiej do krawędzi kontynentu w rejonie rzeki Limpopo. W przyszłości, położona na wschód od doliny część Afryki, zostanie prawdopodobnie oderwana od kontynentu, podobnie jak wcześniej stało się to z Madagaskarem.

Przykładem bardziej zaawansowanego riftingu jest Morze Czerwone, powstałe w wyniku odsunięcia się Półwyspu Arabskiego od Afryki. Morze Czerwone jest wąskie, a jego szerokość nie przekracza 300 km. Szelfy są płaskie i schodzą do głębokości 370 m. Szerokość szelfów mieści się w granicach 30–120 km. Obrzeżają one rów centralny stanowiący system wydłużonych dolin i basenów. Głębokość rowu wynosi 1000–2500 m, szerokość ok. 30 km. W obrębie rowu centralnego można wydzielić rów wewnętrzny, a po obu jego stronach strefy marginalne o dość prostej budowie geologicznej.

Rów wewnętrzny jest bardzo podobny do dolin ryftowych grzbietów śródoceanicznych. Jego szerokość wynosi 5–14 km. Dno rowu w wielu miejscach jest płaskie na długości kilkudziesięciu kilometrów.



Ryc. 33. Wschodnioafrykańska Wielka Dolina Ryftową. 1. dolina ryftowa, 2. rów tektoniczny, 3. kierunki ruchu bloków kontynentalnych

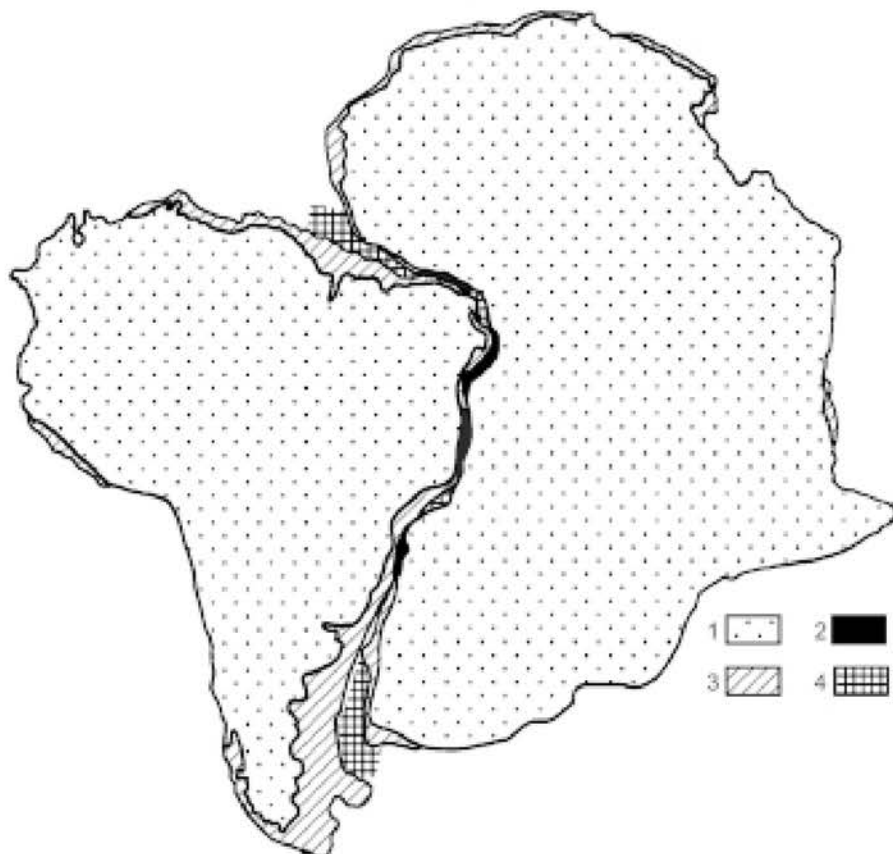
Na obszarze rowu centralnego występują anomalie magnetyczne, osiągające najwyższe wartości wzdłuż strefy osiowej. Spreading w obrębie rowu wynosi 1 cm/rok. Osady gromadzą się głównie w strefach marginalnych, gdzie ich miąższość osiąga 500 m. W strefie osiowej osadów jest bardzo mało lub nie ma ich wcale. W osi Morza Czerwonego znajduje się kilka przegłębień. Jednym z nich jest tzw. głębia Atlantis II o głębokości 2000 m. Wypełniona jest ona solanką o temperaturze 60°C, wydobywającą się ze źródeł hydrotermalnych (patrz rozdz.....). Jest ona wzbogacona w siarczki metali, głównie Fe, Zn, Cu i inne. Żelaza jest np. 800 razy więcej niż w wodach oceanicznych, cynku 500 razy, a miedzi 100 razy. Jony siarki są uwalniane przez ługowanie gipsu ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), anhydrytu ( $\text{CaSO}_4$ ), których złoża znajdują się w płytszych częściach Morza Czerwonego. Siarczki metali gromadzą się w iłach wyścielających dno basenu. Zasoby ich są znaczne. Zawierają one: 3,2 mln ton cynku, 0,8 mln ton miedzi, 80 tys. ton ołowiu, 4,5 tys. ton



srebra, 45 ton złota. Zasadnicza trudność w wykorzystaniu tych zasobów, pomijając już problemy związane z wydobyciem ich z tak dużych głębokości, polega na bardzo drobnej frakcji zwartych w niej minerałów rudnych, która utrudnia procesy uzyskiwania czystych metali i przy obecnym stanie techniki eksploatacja ich jest nieopłacalna.

Osady głębi Atlantis II są niezwykle barwne. Wypełniające głębie roztwory powstają wskutek reakcji wody morskiej z gorącym bazaltem. Woda rozpuszcza złoża gipsu, soli kamiennej i potasowej (NaCl, KCl) oraz łąguje zawarte w lawach bazaltowych metale. W kontakcie z zimną wodą morską z roztworu wytrącają się siarczki i siarczany metali i ulegają utlenieniu. Mieszanie się solanek z wodą morską jest jednak utrudnione z powodu ich dużego ciężaru właściwego. Solanki gromadzą się w najgłębszych miejscach basenu. Każdy metal ma inny gradient stężenia. W zależności od wysokości progów dzielących poszczególne zagłębienia i poziomy solanek, następuje przepływ roztworów o różnym składzie, który nadaje osadom różnorodne barwy.

Przykład dojrzałego stadium spreadingu stanowi Ocean Atlantycki. Jest on ograniczony pasywnymi krawędziami obrzeżających go kontynentów. Już pobieżne spojrzenie na mapę wystarczy, by zauważyć, że linie brzegowe odpowiadają sobie po obu stronach



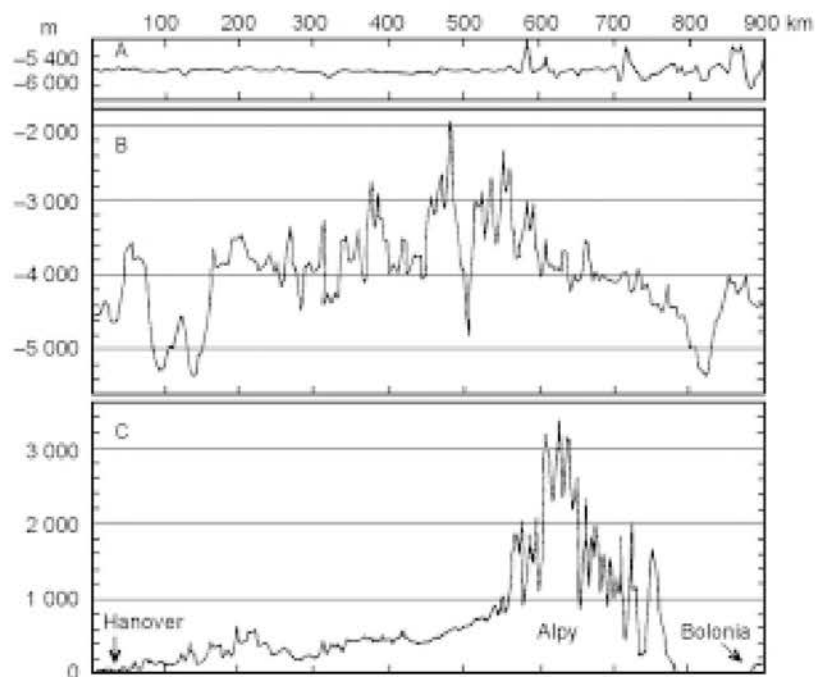
Ryc. 34. Połączenie Afryki i Ameryki na poziomie – 200 m. 1 – lądy, 2 – nadmiar kontynentu, 3 – szelfy, 4 – luki

oceanu i po połączeniu Afryki z Ameryką Południową oba te kontynenty, pomijając nieznaczne luki, przylegałyby prawie zgodnie do siebie. Dopasowanie kontynentów jest znacznie ściślejsze, jeżeli uwzględnimy rzeczywiste ich granice, jakie stanowią krawędzie szelfów. W takim przypadku tylko w kilku miejscach pozostaną drobne luki między zsuniętymi krawędziami lub nastąpi niewielkie nałożenie się obszarów szelfowych na siebie (ryc. 34).

Załączkiem Oceanu Atlantyckiego było trójkątne dolin ryftowych. Ich śladem są prawie prostolinijne wybrzeża atlantyckie Afryki Zachodniej i Afryki Południowej. Trzecim ramieniem trójkąta był rów tektoniczny Benue w Nigerii. Dwa pierwsze ramiona spowodowały oddzielenie się Ameryki Południowej od Afryki, trzecie ramie zatrzymało się w rozwoju i stanowi obecnie wypełniony osadami rów tektoniczny.

#### V.2.1.10. Rozwój postryftowy

We wczesnych etapach rozwoju w dolinie ryftowej gromadzą się grube serie osadów lądowych. W miarę, jak dolina ryftowa pogłębia się i rozszerza, w powstałe obniżenie wkracza płytkie morze. W lagunach i zatokach powstają osady ewaporatowe. Są one zastępowane z kolei przez płytkowodne, najczęściej węglanowe osady szelfowe o znacznej

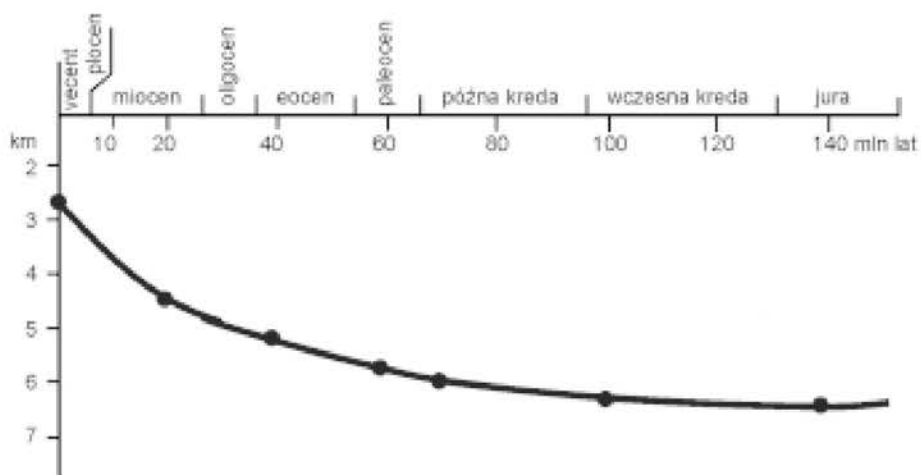


Ryc. 35. Porównanie profili morfologicznych. A – basenu oceanicznego, B – Grzbietu Śród atlantyckiego i C – Europy wzdłuż linii Hannover–Bologna. Stukrotne przewyższenie pionowe

grubości. Osady gromadzą się głównie w pułapkach sedymentacyjnych, jakie tworzą rafy koralowe, bariery wulkaniczne, diapiry solne lub wydźwignięte i oderwane bloki litosfery kontynentalnej. W trakcie rozszerzania się morza krawędzie oddalających się kontynentów ulegają ochłodzeniu i subsydencji. Po obu stronach doliny ryftowej zaczyna formować się grzbiet śródoceaniczny. Powstałe góry ryftowe dorównują swoją wysokością najwyższym pasmom górskim na lądzie (ryc. 35).

Litosfera oceaniczna, oddalając się od źródła ciepła znajdującego się pod doliną ryftową, oziębia się i gęstnieje, wzrasta też jej grubość przez przyrastanie od dołu oziębionych mas podłoża, przybywa również osadów. Przy prędkości spreadingu 8 cm/rok w odległości 1000 km od doliny ryftowej grubość litosfery oceanicznej osiąga 80 km. Zwiększony jej ciężar powoduje, że ulega ona obniżeniu izostatycznemu. W związku z tym na flankach grzbietu góry ryftowe stopniowo się obniżają, by wreszcie schować się pod płaszczem osadów tworzących wyrównane dno basenów oceanicznych, nad którym wznoszą się coraz radsze, izolowane wierzchołki stożków wulkanicznych.

Konsekwentne obniżanie się litosfery oceanicznej sprawia, że istnieje zależność między głębokością oceanów a wiekiem skorupy oceanicznej. Im starsza skorupa, tym dalej znajduje się od macierzystego grzbietu i ocean jest głębszy (ryc. 36).



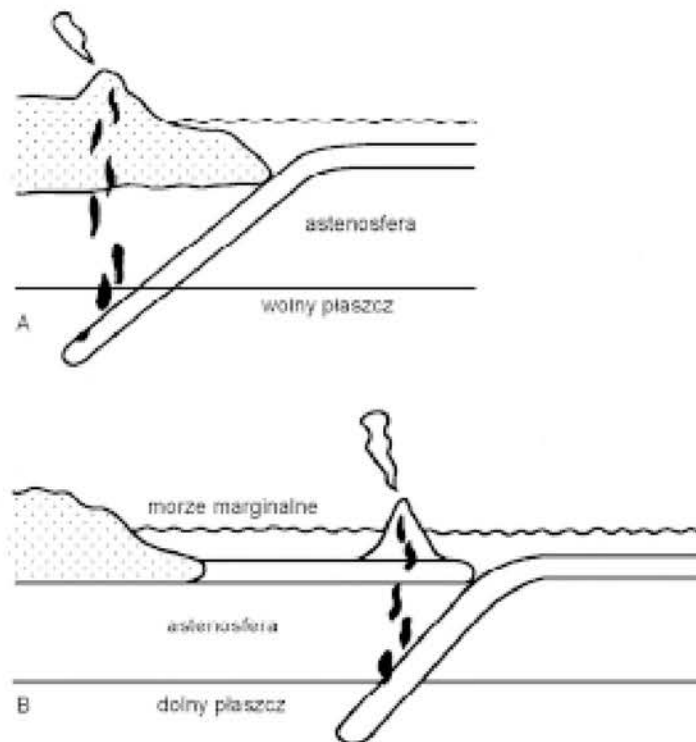
Ryc. 36. Wiek skorupy a głębokość dna oceanicznego

### V.3. Strefy subdukcji

Rozrost skorupy oceanicznej, o którym była mowa w poprzednim rozdziale, stoi jednak w sprzeczności ze stałą objętością kuli ziemskiej. Wcześniejsze koncepcje zakładające wydłużanie się promienia Ziemi nie znalazły potwierdzenia i mają dziś jedynie historyczne znaczenie. Przyrost skorupy musi być więc w jakiś sposób kompensowany. Proces ten zachodzi w strefach subdukcji, w których rozszerzająca się od doliny ryftowej płyta litosfery oceanicznej pogrąża się pod płytę oceaniczną lub kontynentalną i wraca do płaszcza. Po wielu milionach lat jej materia może pojawić się znowu w jakiejś innej dolinie ryftowej, dając początek nowemu oceanowi.

Zanurzająca się płyta powoduje powstanie rowu oceanicznego, schodząc głębiej, powoli się nagrzewa i w pobliżu astenosfery zaczyna się topić. Wytworzone magmy wznoszą się, formując na górnej płycie, w pewnej odległości od rowu, linię wulkanów. Płyty są jednak złymi przewodnikami ciepła i aby osiągnąć temperaturę płaszcza, muszą pogrążyć się kilkaset kilometrów.

Wyróżnia się dwa zasadnicze typy stref subdukcji: subdukcję przykontynentalną i subdukcję oceaniczną (ryc. 37). W pierwszym przypadku, zbudowana z cięższych skał, litosfera oceaniczna pogrąża się pod lżejszą litosferę kontynentalną, a na krawędzi kontynentu powstaje pasmo gór wulkanicznych. Klasycznym przykładem tego typu subdukcji jest pacyficzna krawędź Ameryki Południowej, wzdłuż której nad wąskim szelfem wznosi się wulkaniczne pasmo Andów. Skłon kontynentalny Ameryki Południowej stanowi zbocze głębokiego rowu Chilijskiego.



37. Typy stref subdukcji. A – subdukcja przykontynentalna, B – subdukcja oceaniczna

W strefach subdukcji drugiego typu obie uczestniczące w nich płyty mają charakter oceaniczny. Rowom oceanicznym towarzyszą wygięte linie wysp wulkanicznych, określane jako łuki wyspowe. Większość obecnie czynnych stref subdukcji znajduje się na Oceanie Spokojnym.

### V.3.1. Sejsmika stref subdukcji

Pogrążająca się płyta powoduje liczne trzęsienia Ziemi. Strefy subdukcji wraz z grzbiętami śródoceanicznymi są najbardziej aktywnymi sejsmicznie rejonami Ziemi. W przeci-

wieństwie jednak do grzbietów, na których hipocentra trzęsień znajdują się stosunkowo płytko, w strefach subdukcji ich głębokość dochodzi nawet do 700 km.

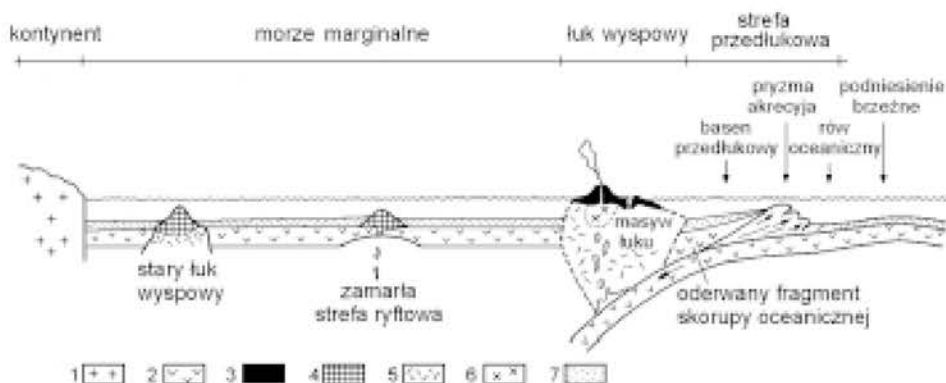
Spośród wszystkich trzęsień Ziemi w strefach subdukcji występuje:

80% trzęsień płytkich, których hipocentra znajdują się na głębokości do 30 km;

90% trzęsień średnio głębokich, z hipocentrami na głębokościach 30–300 km;

100% trzęsień głębokich, z ogniskami na głębokości 300–700 km.

Ogniska trzęsień Ziemi powstają na górnej powierzchni pogrążającej się płyty i wyznaczają tzw. strefę Benioffa (ryc. 38). Strefa Benioffa pozwala śledzić płytę do głębokości 700 km. Na tej głębokości płyta zlewa się ze skałami płaszcza i przestaje powodować trzęsienia Ziemi.



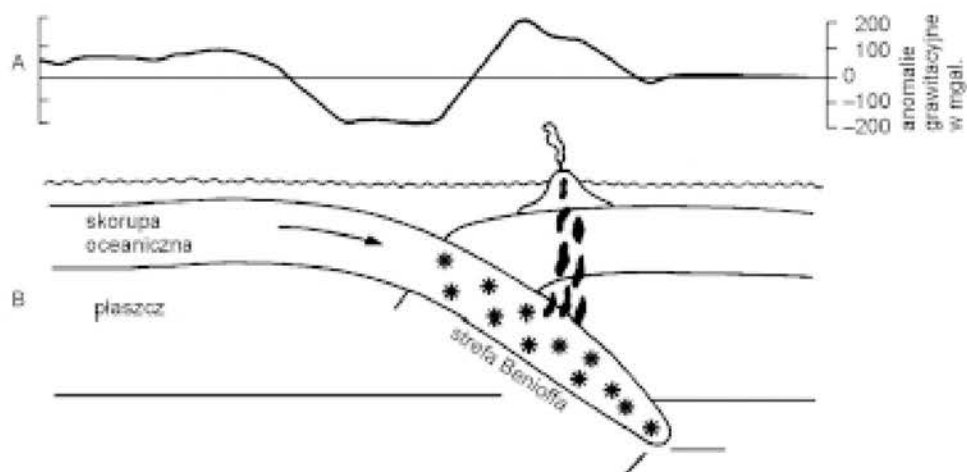
Ryc. 38. Strefa Benioffa i rozkład siły ciężkości w łuku wyspowym. Gwiazdki oznaczają ogniska trzęsień Ziemi. 0 – siła ciężkości Ziemi

### V.3.2. Grawimetria

Mierzona lokalnie siła przyciągania ziemskiego zazwyczaj różni się od siły wyliczonej na podstawie powszechnego prawa ciężenia dla miejsca pomiaru (rozd. ....). Te anomalie grawitacyjne świadczą o rozkładzie mas w podłożu. Na obszarach oceanicznych występuje lekka anomalia dodatnia siły ciężkości. Osiąga ona swoją największą wartość na wyniesieniu brzeżnym. W rowie oceanicznym anomalia jest ujemna, na łuku wyspowym ma miejsce wysoka anomalia dodatnia. Anomalia dodatnia na oceanach spowodowana jest bliskością gęstych mas bazaltowych budujących dno oceaniczne. W rowie oceanicznym masy te znajdują się znacznie dalej od powierzchni, co powoduje zmniejszenie ich oddziaływania grawitacyjnego i powstawanie anomalii ujemnej. Dodatnia anomalia na łuku wyspowym spowodowana jest nagromadzeniem się ciężkich skał wulkanicznych.

### V.3.3. Elementy fizjograficzne stref subdukcji

W strefach subdukcji wyróżnia się trzy zasadnicze części. Są to: rów oceaniczny, strefa przedłukowa, łuk wysp wulkanicznych (w przypadku pogrążania się skorupy oceanicznej pod kontynentalną, pas gór wulkanicznych na krawędzi kontynentu). Na zapleczu łuku wyspowego znajduje się basen załukowy (ryc. 39).



Ryc. 39. Model łuku wyspowego i terminologia. 1 – skorupa kontynentalna, 2 – skorupa oceaniczna, 3 – aktywny wulkanizm łuku, 4 – zmarłe strefy wulkaniczne, 5 – stare skały wulkaniczne, plutoniczne, metamorficzne, cienkie wkładki płytkomorskich i lądowych osadowych, skały starej skorupy kontynentalnej lub poprzednio doklejone do pryzmy akrecyjnej, 6 – czynne ognisko magmowe, 7 – osady morskie

Przedpole strefy subdukcji stanowi szerokie (300–400 km), połogie wybrzuszenie skorupy oceanicznej o wysokości 200–400 m, tzw. wzniesienie brzeżne. Wzniesieniu temu towarzyszy podobna wypukłość powierzchni Moho.

Rów oceaniczny jest to głęboka bruzda o V-kształtnym przekroju poprzecznym i dość, jak na warunki oceaniczne, stromych zboczach. Nachylenie zboczy od strony łuku wyspowego w ich górnych częściach wynosi zazwyczaj 4–8°, w dolnych 10–16°. Zdarzają się jednak rowy o znacznie stromszych skłonach, np. w rowie Tonga (Pacyfik) kąty ich spadku dochodzą nawet do 45°. Zbocza od strony oceanu są znacznie łagodniejsze, ich nachylenie rzadko przekracza 5%. Szerokość rowów mierzona rozstępem ich górnych krawędzi dochodzi do 100 km, długość osiąga kilka tysięcy kilometrów. Głębokość ich dochodzi do 11 km. Do najgłębszych należą m.in. rów Marianów (11 km), rów Kermadek – Tonga (10 km), rów Japoński (9,7 km).

Dno rowów jest zazwyczaj wyrównane przez sedymentację, która maskuje nierówności podłoża bazaltowego. W rowach gromadzą się osady prądów zawieszinowych i osady pelagiczne, jedne i drugie zawierają znaczną domieszkę materiału wulkanicznego (piroklastycznego). Rowy oddalone od kontynentów zawierają niewiele osadów, są to tzw. rowy wygłodzone, natomiast w rowach położonych w pobliżu kontynentów pokrywa osadowa może być bardzo gruba.

Zbocza rowów rzadko są gładkie, często występują na nich skarpy i stopnie, a nawet nieliczne grzędy, będące wynikiem tektoniki uskokowej.

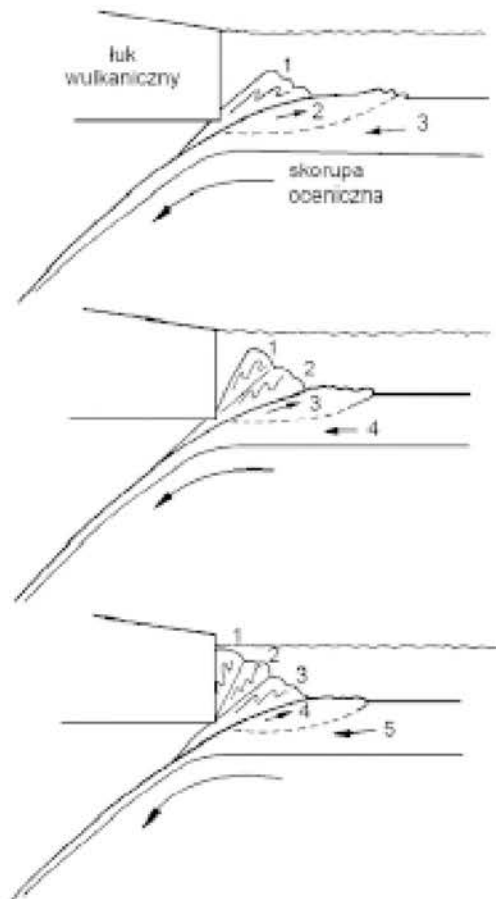
Strefa przedłukowa rozciąga się od rowu oceanicznego do łuku wulkanicznego i ma szerokość co najmniej 100 km. Szerokość strefy jest odwrotnie proporcjonalna do kąta nachylenia pogrążającej się płyty. W przypadku płyt nachylonych pod niewielkimi kątami jest ona szeroka, natomiast przy stromym zapadaniu płyty – wąska.



Elementami strefy przedłukowej są: grzbiet przedłukowy, zbudowany ze spiętrzonych osadów rowu oceanicznego, stanowiących tzw. pryzmę akrecyjną, basen przedłukowy znajdujący się między grzbietem przedłukowym a łukiem czołowym, łuk czołowy, tworzący podwodny grzbiet lub spłaszczenie frontalne będące wydźwigniętą częścią pryzmy akrecyjnej.

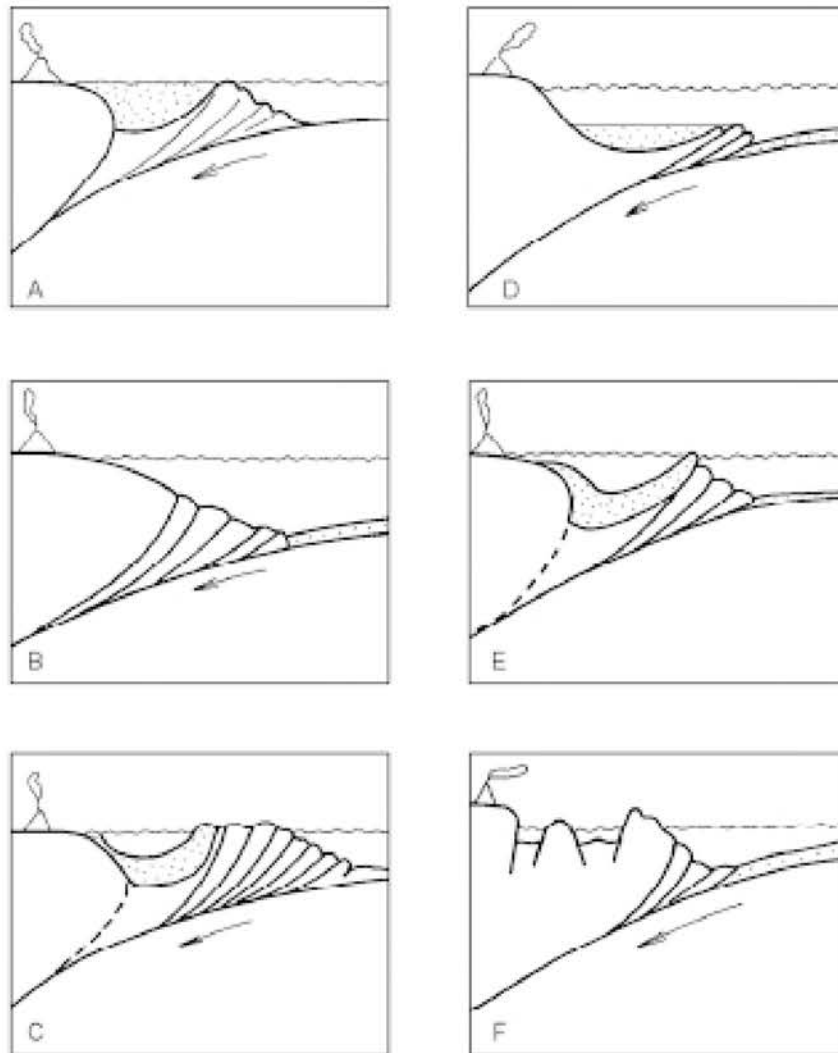
Pryzma akrecyjna składa się z łusek nasuniętych na siebie w kierunku łuku wyspowego. Ich układ ma formę niezupełnie rozwiniętego wachlarza (ryc. 40). Łuski w pobliżu rowu nasunięte są płasko, w miarę zbliżania się do łuku wyspowego nasunięcia stają się coraz bardziej strome i na granicy łuku ustawione są pionowo. Utwory budujące poszczególne łuski zostały silnie sfałdowane, a fałdy w ich obrębie są nachylone wstecznie, w stronę rowu.

Przyrost pryzmy następuje przez podsuwanie się kolejnych łusek pod wcześniej nasunięte elementy. Każda następna łuska zawiera więc osady młodsze od poprzedniej, w związku z tym kolejność warstw w obrębie pryzmy jest odwrócona. Łuski zawierające osady starsze leżą na łuskach zbudowanych z utworów młodszych.



Ryc. 40. Schemat powstawania pryzmy akrecyjnej. 1-4 kolejno powstające łuski, 5 – skorupa oceaniczna

Podsuvające się łuski powodują, że krawędź pryzmy ulega dźwiganiu i formuje grzbiet przedłukowy, który wyrasta ponad poziom oceanu i tworzy pas wysp osadowych. Fizjografia strefy przedłukowej może być bardzo różna (ryc. 41). W przypadku wypełnienia osadami basenu przedłukowego powstaje spłaszczenie frontalne stanowiące rodzaj szelfu łuku wyspowego (A). Odmianą tego typu są terasowate strefy przed-



Ryc. 41. Rodzaje strefy przedłukowej (na podstawie J. Kenneta, 1982). A – szelfowy, osady wypełniły basen przedłukowy, tworząc rodzaj szelfu, B – zboczowy, powierzchnia pryzmy akrecyjnej stanowi skłon zbocza rowu oceanicznego, C – grzbietowy, z szerokim grzbietem przedłukowym, D – zatopiony, E – grzbietowy z wąskim grzbietem przedłukowym, F – przykontynentalny

łukowe, w których baseny przedłukowe znajdują się na znacznej głębokości (B). Niekiedy strefa przedłukowa stanowi zbocze rowu oceanicznego (C). Innym typem są grzbietowe strefy przedłukowe (D, E). Grzbiety oddzielają basen przedłukowy od oceanu. Mogą one być wąskie lub spłaszczone. W przypadku gdy wystają ponad powierzchnię wody, mamy do czynienia z podwójnymi łukami wyspowymi. Niekiedy strefy przedłukowe są posadowione na skorupie kontynentalnej, pociętej uskokami na zręby i rowy tektoniczne.

Aktywny wulkanizm łuku może ograniczać się do jednej linii wulkanów lub stanowić strefę o szerokości dochodzącej nawet do 200 km. Ogniska magmowe wulkanów występują na głębokości 100–300 km. Magma bazaltowa lub perydotytowa, wędrując ku powierzchni, wskutek dyferencjacji magmowej (patrz ramka) i przetapiania wciągniętych w głąb skał osadowych, bogatych w krzemionkę ( $\text{SiO}_2$ ), staje się bardziej kwaśna. W rezultacie tych procesów lava wydobywająca się z wulkanów ma skład andezytowy.

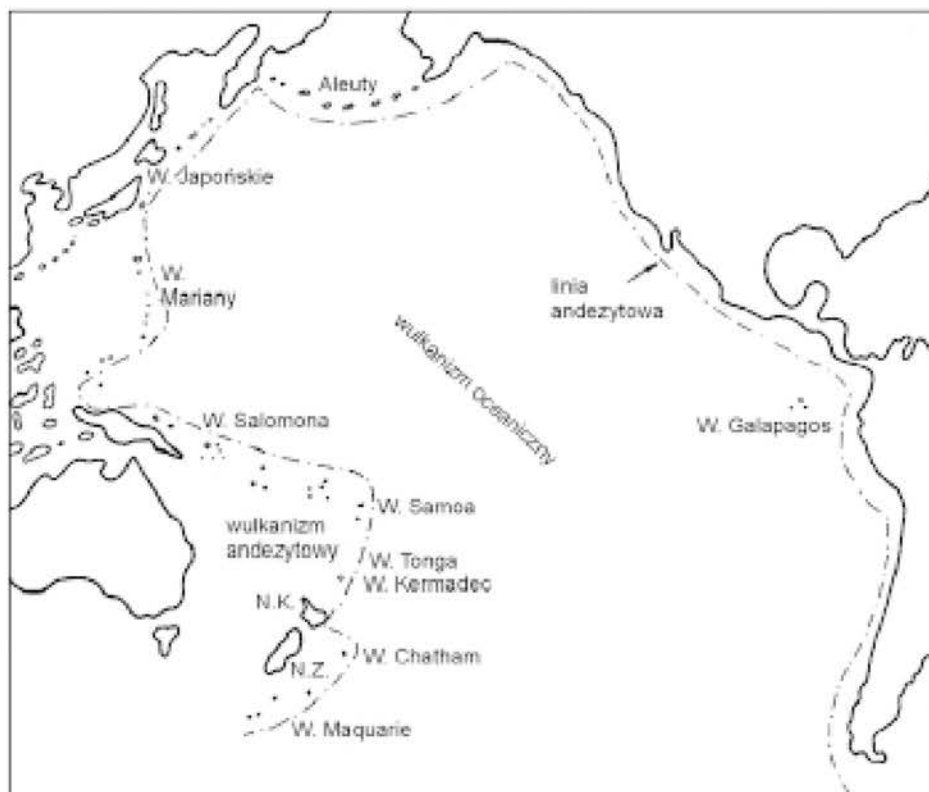
Na Pacyfiku wykreślono tzw. linię andezytową (ryc. 42), oddzielającą obszar wulkanizmu andezytowego od obszaru, na którym występuje wulkanizm bazaltowy. Dyferen-

#### *Dyferencjacja magmy*

Magma, wznosząc się z ogniska magmowego ku górze, ulega ochłodzeniu i zaczynają się z niej wytrącać ciemne minerały maficzne będące krzemianami magnezowo-żelazowymi (np. oliwin, piroksen). Kryształy minerałów maficznych opadają na dno zbiornika magmowego, tworząc, po zastygnięciu, skały zasadowe. Po wytrąceniu się minerałów maficznych, w magmie pozostają składniki sialiczne, w składzie których główną rolę odgrywają Al i  $\text{SiO}_2$ . Powstałe z nich skały są bardziej kwaśne niż macierzysta magma.

cja magmy nie zawsze jednak doprowadza do powstania lawy andezytovej. W wielu łukach wyspowych występują lawy bazaltowe, które różnią się od law bazaltów oceanicznych jedynie podwyższoną zawartością krzemionki. Bazaltowe lawy łuków wyspowych odróżniają się również od law innych wulkanów oceanicznych pod względem geochemicznym. Między innymi odznaczają się one niższą zawartością  $\text{TiO}_2$  (poniżej 1%),  $\text{MgO}$  (poniżej 6%), natomiast mają większą zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (powyżej 16%). Zauważono też, że zawartość  $\text{K}_2\text{O}$  wzrasta w miarę oddalania się od łuku wyspowego w kierunku zapadania powierzchni subdukującej płyty. W przypadku kopalnych stref subdukcji, znajdujących w górach fałdowych, można na podstawie zmian zawartości  $\text{K}_2\text{O}$  określić kierunek, w którym następowało pogrążanie się płyty.

W łańcuchach gór fałdowych znajdowane są niekiedy kopalne utwory strefy subdukcji. Występują one w postaci tzw. melanżów tektonicznych. Melanż tektoniczny jest to intensywnie sfałdowana skała osadowa o charakterze brekcji. Składa się ona z fragmentów: różnych skał. Rozkruszenie skał macierzystych nastąpiło w początkowym stadium

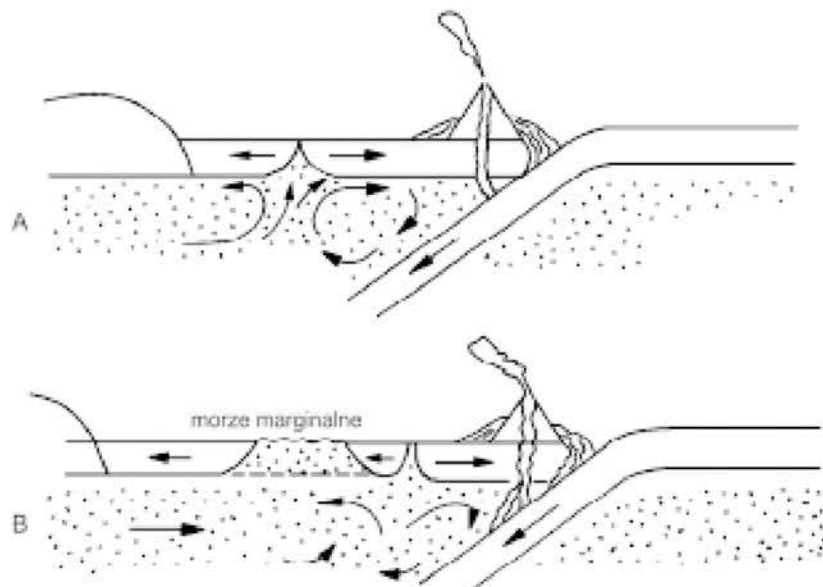


Ryc. 42. Linia andezytowa na Oceanie Spokojnym. N.K. – Nowa Kaledonia, N.Z. – Nowa Zelandia

zgniatania łuku wyspowego. W melanżu znajdują się skały zasadowe pochodzące z podłoża oceanicznego i górnego płaszcza, zasadowych wulkanitów, mających często charakter law poduszkowych, głębokowodnych osadów rowu oceanicznego, takich jak radiolaryty, utwory prądów zawieszinowych (str.....) i płytkowodnych wapieni utworzonych na spłaszczeniu frontálním.

Baseny załukowe występują między łukami wyspowymi lub między łukiem wyspowym a kontynentem. W tym drugim przypadku są one określane również jako morza marginalne. Morza marginalne mają budowę asymetryczną, ich głębokość wzrasta w kierunku łuku.

Dno mórz jest wyrównane przez grubą serię osadów pochodzących z przyległego lądu. Miejscami pojawiają się podmorskie grzbiety wulkaniczne lub tektoniczne. Są to ślady riftingu, jaki zachodził między kontynentem a łukiem wyspowym i powodował migrację strefy subdukcji w stronę oceanu. Za obecnością w przeszłości riftingu w morzach marginalnych przemawia duży strumień ciepła w grzbietach, toleityowy wulkanizm charakterystyczny dla grzbietów śródoceanicznych i młody wiek skorupy oceanicznej mórz marginalnych (ryc. 43).



Ryc. 43. Rozwój morza marginalnego, w wyniku zawirowań prądów konwekcyjnych spowodowanych pogrążającą się płytą. A – zawirowania powodują powstanie doliny ryftowej między łukiem wyspowym i kontynentem. Tworzy się nowa dolina ryftowa. B – w rezultacie następuje rozrost morza marginalnego

#### V.3.4. Przebieg subdukcji

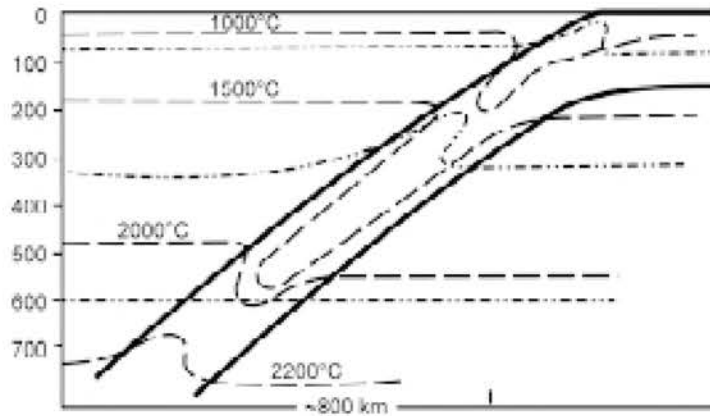
Pograżanie się płyty jest procesem pulsacyjnym. Zachodzi ono drobnymi skokami, w czasie których następuje rozładowanie naprężeń wywołanych naporem litosfery oceanicznej. Rozładowania te przesuwają się wzdłuż rowu, obejmując kolejne jego odcinki. Szybkość subdukcji waha się od 5 do 9 cm/rok, maksymalnie wynosi ona w rowie Melanezyjskim 11 cm/rok. Przy obecnej szybkości subdukcji cała współcześnie istniejąca skorupa oceaniczna zostałaby pochłonięta w ciągu najbliższych 200 mln lat.

#### V.3.5. Płyta w strefie Benioffa

Pograżająca się płyta stopniowo się nagrzewa wskutek przewodnictwa cieplnego. Na większych głębokościach dodatkowym źródłem ciepła jest energia przemian fazowych minerałów, zachodzących wewnątrz płyty. Niewielkich ilości ciepła dostarcza również rozpad pierwiastków promieniotwórczych i tarcie oraz adiabatyczne nagrzewanie przez ciepło kompresji.

Na pewnej głębokości następuje wyrównanie temperatury płyty i otoczenia. Poniżej tej głębokości nie wytwarza ona trzęsień ziemi i nie może być dalej śledzona metodami sejsmicznymi. Głębokość ta zależy od szybkości pogrążania się płyty. W przypadku płyt poruszających się wolno wyrównanie termiczne następuje na stosunkowo niewielkich głębokościach. Płyty, których pogrążanie jest szybkie, mogą być śledzone znacznie głębiej. Przyjmując kąt zapadania powierzchni Benioffa  $45^\circ$  przy prędkości subdukcji 1 cm/rok, głębokość, na jakiej płyta osiąga równowagę termiczną z otoczeniem, wynosi ok. 400 km. Przy prędkości 8 cm/rok do głębokości 600 km wewnątrz płyty jest ciągle jeszcze

chłodniejsze od otoczenia. Na tej głębokości rozpoczyna się proces wyrównywania temperatur, a na głębokości 700 km traci ona swoją indywidualność termiczną i zlewa się z otoczeniem (ryc. 44).



Ryc. 44. Nagrzewanie się płyty schodzącej w głąb Ziemi (na podstawie F. Nafti Toksöz, 1975). Linie niebieskie oznaczają strefy zmian, fazowych minerałów

Ze względu na konfigurację pogrążającej się płyty wyróżnia się kilka typów stref subdukcji (ryc. 45). Strefy subdukcji, w których płyty dotarły do głębokości 600–700 km i zaczynają tracić swoją indywidualność sejsmiczną, określane są jako dojrzałe (A). W niektórych przypadkach strefa Benioffa kończy się znacznie płycej. Może to być spowodowane młodym wiekiem subdukcji (subdukcja młodociana) lub małą szybkością pogrążania się płyty (B), okresem stagnacji, wystarczającym dla wyrównania temperatury płyt z otoczeniem (C). Strefa Benioffa zazwyczaj stanowi linię prostą. W jednym przypadku ma ona kształt załamany (D). Jak dotąd, przyczyny powstania takiej formy płyty nie zostały w przekonujący sposób wyjaśnione. Rzadką odmianą są również przerwane strefy Benioffa (E). Na pewnym odcinku takiej strefy zanikają ogniska trzęsień Ziemi i po przerwie pojawiają się ponownie znacznie głębiej.

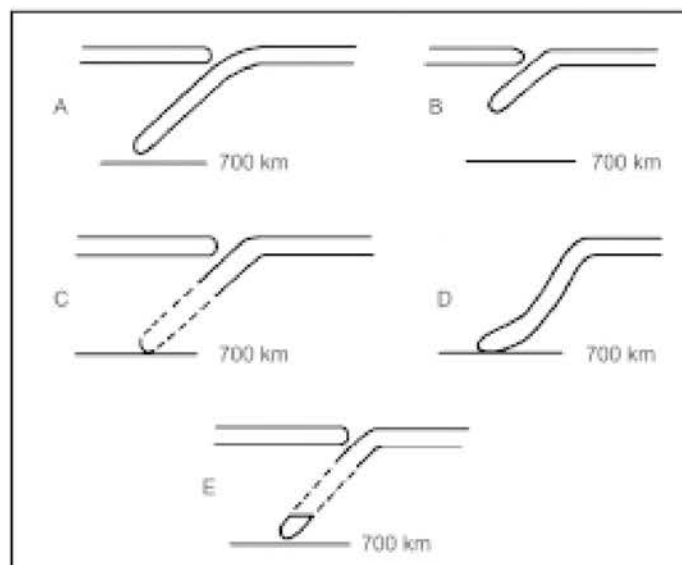
Prawdopodobnie przerwa ta została spowodowana zmniejszeniem się prędkości subdukcji. Czołowa (starsza) część płyty zachowała pierwotną prędkość i oderwała się od poruszającego się wolniej jej młodszego odcinka, powodując rozerwanie strefy Benioffa.

Płyta zatrzymana w swojej wędrówce w dół po upływie 30 milionów lat nie produkuje już trzęsień ziemi, a po 60 milionach lat traci swoją indywidualność. Stare, martwe płyty nie mogą być więc wykryte sejsmicznie, a poza tym tracą one kontakt z powierzchnią wskutek przesuwania się litosfery ponad nimi.

#### V.4. Platformy oceaniczne

Okolo 3/4 powierzchni głębokich den oceanicznych stanowią obszary asejsmiczne, na których jedynymi przejawami działania sił wewnętrznych są rzadko rozmieszczone, lo-





Ryc. 45. Formy zanurzającej się płyty A – płyta „dojrzała”, B – płyta „młoda” lub poruszająca się bardzo powoli, C – płyta stagnująca, w czasie postoju nastąpiło wyrównanie temperatury płyty i otoczenia, D – płyta załamana, wskutek zmiany kąta nachylenia lub innych przyczyn, E – płyta urwana, zmniejszenie szybkości i subdukcji spowodowało oderwanie się jej czołowej partii, która zachowała pierwotne tempo pogrążania

kalne centra wulkaniczne. Przez analogię do podobnych obszarów kontynentalnych, określa się je jako platformy oceaniczne.

Zasadniczymi elementami fizjograficznymi platform są: baseny oceaniczne, na których wznoszą się izolowane góry wulkaniczne, asejsmiczne grzbiety i strefy rozłamów.

#### V.4.1. Baseny oceaniczne

Baseny oceaniczne rozciągają się między grzbietami śródoceanicznymi i kontynentami. Mają one formę płaskich, rozległych niecek, obrzeżonych podmorskimi wzniesieniami. Dno basenów pokryte jest osadami głębokomorskimi (batialnymi). Ze względu na ukształtowanie dna basenów wyróżnia się: równiny abisalne i dna pokryte pagórkami.

Równiny abisalne są to rozległe obszary głębokich den oceanicznych (2000–6000 m) o, generalnie rzecz biorąc, płaskich powierzchniach. Nachylenie równin nie przekracza 1 m/km. Niektóre z nich są rzeczywiście zupełnie płaskie, inne lekko faliste. Jako granicę równin przyjmuje się linię, wzdłuż której nachylenie dna oceanicznego wynosi mniej niż 0,7 m/km.

Badania sejsmiczne wykazały, że abisalne równiny powstały przez zasypanie urozmaiconej rzeźby podłoża bazaltowego stosunkowo grubą warstwą osadów. W związku z tym największe i najbardziej płaskie równiny występują na Atlantyku, który jest ograniczony z obu stron rozległymi obszarami kontynentalnymi. Spływające z nich rzeki dostarczają dużych ilości materiału detrytycznego. Na znacznie obszerniejszym Pacyfiku,

który otrzymuje go o wiele mniej, równiny są rzadsze i mniejsze. Na kontynencie amerykańskim nie ma większych rzek, natomiast materiał transportowany przez wielkie rzeki azjatyckie jest wylapywany w morzach marginalnych: Morzu Żółtym, Japońskim i innych. Równiny abisalne występują również w Oceanie Indyjskim i w niektórych morzach, np. w Morzu Śródziemnym, Karaibskim, Zatoce Meksykańskiej.

Powierzchnia platform oceanicznych nie zawsze jest jednak zupełnie płaska. Często ma ona charakter równiny, pokrytej przez kopułowe pagórki. Wysokość tych wzniesień może dochodzić do 1000 m, średnice u podstawy są rzędu 1–10 km, a nachylenie zboczy mieści się w granicach  $1^{\circ}$ – $15^{\circ}$ . Wzgórza te występują przeważnie w grupach, najczęściej na granicy równin z grzbietami śródoceanicznymi. Na Pacyfiku pokrywają one 80–85% powierzchni dna. Zazwyczaj są to wzniesienia podłoża bazaltowego, przykryte powłoką osadów\*.

#### V.4.2. Góry podmorskie

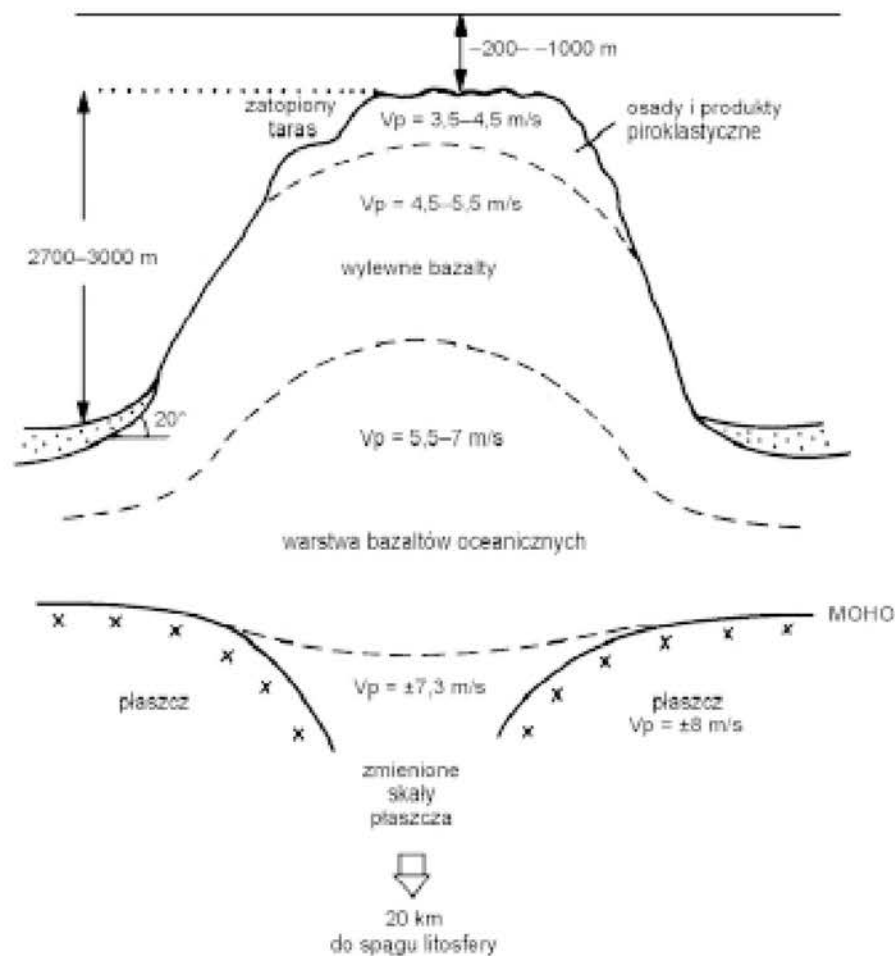
Wysokość gór podmorskich przekracza 1 000 m. Są to czynne lub martwe stożki wulkaniczne wyrastające z dna oceanicznego. Większość ich znajduje się w całości pod wodą, jedynie najwyższe zwieńczone są wyspami. Z reguły występują one w grupach lub są uszeregowane liniowo. Oceanem najbardziej bogatym w góry podmorskie jest Pacyfik. Wyróżnia się dwie formy gór podmorskich: góry stożkowe i góry stołowe o kształcie ściętego stożka, nazwane na cześć A. Guyota, amerykańskiego badacza pochodzenia szwajcarskiego, gujotami (guyot). Gujoty (ryc. 46) wznoszą się na wysokość 2700–3000 m. Ich platformy szczytowe znajdują się obecnie na głębokości 900–1800 m. Średnica platform może być bardzo różna, od małych, liczących kilkanaście  $\text{km}^2$  do prawdziwych płaskowyży o powierzchni dochodzącej do 2000  $\text{km}^2$ .

Platforma szczytowa gujotów pokryta jest przez osady pelagiczne i piroklastyczne. Pod warstwą osadową znajdują się bazalty wulkaniczne, a pod nimi bazalty skorupy oceanicznej, które w osi stożka przechodzą w zmienione skały płaszcza tworzące rodzaj komina. Sięga on do spągu litosfery znajdującej się na głębokości ok. 20 km. Liczne dowody wskazują, że gujoty pierwotnie wznosiły się ponad poziom morza, a platformy szczytowe zostały utworzone przez abrazję morską. Na powierzchni platform znajdują się obtoczone przez fale fragmenty skał wulkanicznych oraz eoliczny materiał piroklastyczny, tzw. *scoria* (wł. = piana). Są to wyrzucone przez wulkan fragmenty lawy wielkości orzecha laskowego, które krzepnąc w powietrzu, uległy gwałtownemu odgazowaniu i uzyskały gąbczastą strukturę. Ponadto w osadach pokrywających platformy występują późnokredowe organizmy płytkowodne. Argumentem świadczącym, że gujoty ulegały erozji morskiej są również utworzone przez falowanie terasy znajdujące się poniżej platformy szczytowej.

Gujoty są rozsiane po całym Pacyfiku. Ich cechy wskazują na generalną subsydencję dna Oceanu Spokojnego. Dodatkowych informacji dostarczyło wiercenie przeprowadzone na atolu Eniwetok. Korale rafotwórcze zasiedlają płytkie wody, których głębokość nie przekracza 60 m. W wierceniu na atolu Eniwetok na podłożu bazaltowe natrafiono dopie-

---

\*Podobne formy, zbudowane w całości z materiału osadowego, mogą być również tworzone przez denne prądy oceaniczne.



Ryc. 46. Budowa gujotu.  $V_p$  – szybkość fal sejsmicznych

ro na głębokości 1300–1400 m. Korale, chcąc utrzymać się na optymalnej głębokości, nadbudowywały rafę w miarę obniżania się podłoża. Najstarsze korale, które zakładały atol, żyły w eocenie (35–40 mln lat p.n.e.). Stąd łatwo obliczyć, że od eocenu dno oceanu obniżało się z prędkością ok. 3,5 cm /1000 lat. Ruch obniżający dna był spowodowany „spływaniem” skorupy oceanicznej z wyniosłości grzbietu wschodniopacyficznego (str. ....).

#### V.4.3. Grzbiety asejsmiczne

Terminem „grzbiety asejsmiczne” określa się liniowe wzniesienia zbudowane ze skał wulkanicznych. Wznoszą się one 2–3 km ponad powierzchnię równiny abisalnej. Najwyższe ich szczyty tworzą na powierzchni oceanu prostoliniowe, niekiedy łamane szeregi wysp. Niektóre są połączone z kontynentami, w większości jednak są to formy izolowane. Wiek

law budujących grzbiety jest młodszy od wieku bazaltów dna oceanicznego, na którym się one znajdują. Grzbiety asejsmiczne występują w znacznej odległości od grzbietów śródoceanicznych. Różnią się od nich wielkością i brakiem doliny ryftowej oraz znacznie łagodniejszą morfologią, spowodowaną przykryciem ich przez osady. Skład law wskazuje, że pochodzą one z głębokiego płaszcza. Geneza tych grzbietów związana jest z uskokami transformacyjnymi lub z silnymi centrami wulkanicznymi, tzw. gorącymi plamami.

Gorące plamy są to powierzchniowe objawy protuberancji mas wznoszących się z głębokich stref płaszcza Ziemi. Występowanie ich jest przypadkowe. Znajdują się one zarówno na platformach oceanicznych, grzbietach oceanicznych, jak i na kontynentach. Gorącymi plamami są m.in. Islandia, Azory, Wyspy Zielonego Przylądka, Wyspy Kanaryjskie (Atlantyk półn.), Tristan da Cunha (Atlantyk połd.), Hawaje, wyspa Reunion (Ocean Indyjski) i in.

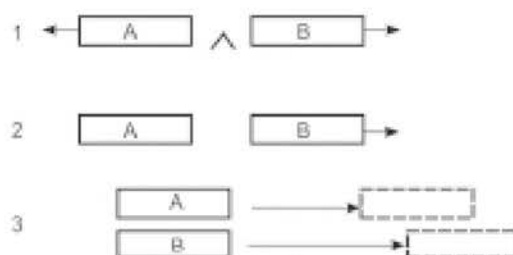
Gorące plamy, czynne lub wygasłe, zostały stwierdzone również na kontynentach (np. góra Elbrus na Kaukazie, Mc Donalda w Górach Skalistych, Yellowstone Park w USA, Wyżyna Afar w Afryce wschodniej).

Aktywność gorących plam trwa zazwyczaj od kilkunastu do ok. 120 milionów lat. Obecnie zidentyfikowano 41 aktywnych obszarów wulkanicznych, których działalność związana jest z gorącymi plamami, inne plamy są uśpione lub wygasłe.

Wulkany gorących plam posiadają wiele cech odróżniających je od innych centrów wulkanicznych: produkują one znacznie więcej lawy w porównaniu z innymi wulkanami. Są to lawy bazaltowe, bogatsze w składniki alkaliczne (Li, Na, K) oraz zawierają mniej krzemionki niż bazalty grzbietów śródoceanicznych i skorupy oceanicznej. Źródła magmy znajdują się głęboko, w każdym razie poniżej 250 km. Wulkany usytuowane są na wybrzuszeniach skorupy. Geneza protuberancji płaszcza tworzących gorące plamy nie została jeszcze w pełni wyjaśniona. Mogą one powstawać w obszarach stagnacji między komórkami wirowymi prądów konwekcyjnych krążących w płaszczu (str. ...., ryc. ....) lub w okach zawirowań tych prądów w astenosferze. Niemniej gorące plamy dostarczają wielu informacji na temat ruchów płyt litosfery i pozwalają wyjaśnić m.in. genezę grzbietów asejsmicznych.

Analiza rozmieszczenia gorących plam aktywnych w czasie ostatnich 120 mln lat wykazała, że zmiany ich położenia względem siebie były nieznaczne, a w każdym razie znikome w porównaniu z przesunięciami płyt litosfery. Tak więc nie popełniamy wielkiego błędu, przyjmując, że w zasadzie są one stabilne. Tym samym otrzymujemy układ odniesienia, względem którego można wyznaczyć bezwzględny ruch płyt litosfery względem siebie, co wbrew pozorom nie jest całkiem proste. Np. w przypadku stwierdzenia oddalania się dwu płyt od siebie istnieją trzy możliwości (ryc. 47).

1. Obie płyty oddalają się od siebie.
2. Jedna płyta oddala się, druga jest stabilna.
3. Obie płyty migrują w tym samym kierunku z różnymi prędkościami.



Ryc. 47. Względny ruch płyt. 1. Płyty rozchodzą się od grzbietu śródoceanicznego. 2. Płyta A stabilna, płyta B oddala się od niej. 3. Płyty poruszają się z różną prędkością

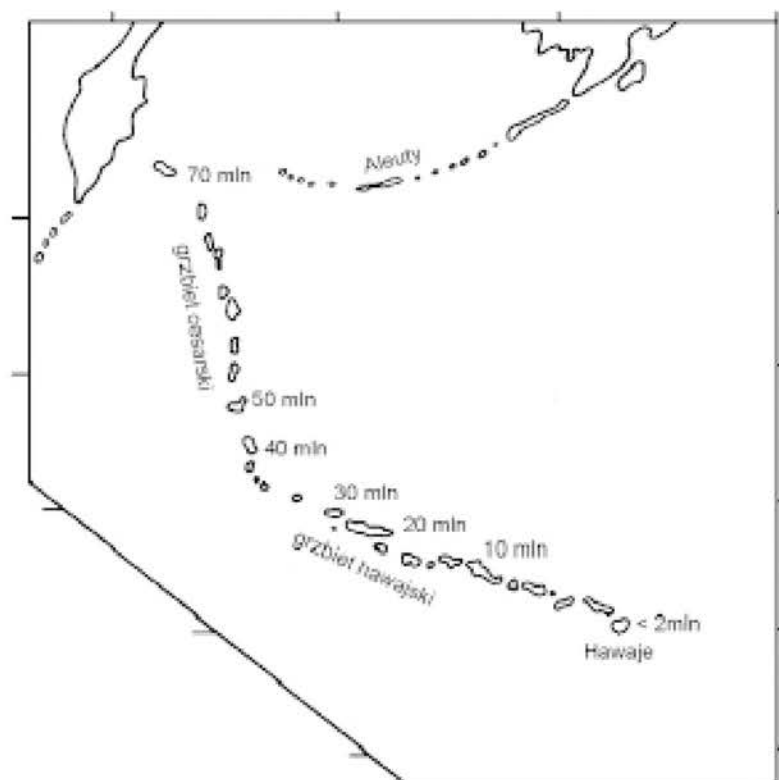
W ostatnich 10 mln lat były czynne co najmniej 122 gorące plamy. Z tego 53 w obszarach oceanicznych, 15 na grzbietach śródoceanicznych, 9 w pobliżu grzbietów, 9 w basenach oceanicznych i 69 na kontynentach.

Na stabilnych lub wykazujących bardzo powolny ruch płytach litosferycznych (Afryka, Antarktyda, Chiny, południowo-wschodnia Azja) przejawy gorących plam są liczne. Związany z nimi wulkanizm jest długotrwały. Płyty o szybkim ruchu (np. Północna i Południowa Ameryka) są pozbawione gorących plam, a istniejące na nich wulkany były czynne stosunkowo krótko. Szybki ruch płyty uniemożliwiał powstawanie powierzchniowych przejawów protuberancji płaszcza. Bliższa analiza gorących plam na platformach oceanicznych wykazała, że często zapoczątkowują one grzbiety asejsmiczne.

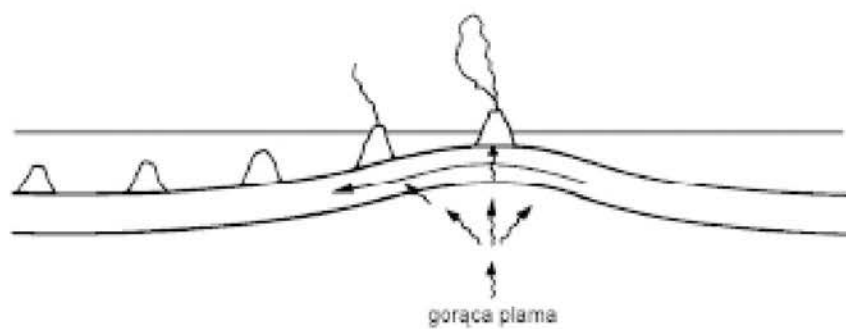
Na Pacyfiku występują trzy takie łańcuchy. Hawaje – Grzbiet Cesarski, wyspa Pitcairn – Wyspy Tuamotu – Wyspy Linijne, góra Mac Donald – Wyspy Cooka – Wyspy Marshalla.

Klasycznym przykładem powstawania grzbietów asejsmicznych jest hawajski łańcuch gór podmorskich (ryc. 48). Składa się on z dwu części. Stożki wulkaniczne pierwszej zwieńczone są wyspami archipelagu Hawajów. Początek grzbietu stanowi wyspa Hawaii posadowiona na gorącej plamie. Jej czynne wulkany Mauna Loa i Mauna Kea liczą sobie 1 mln lat. Wiek wulkanów na następnych wyspach jest coraz starszy, na ostatniej, Niihau wynosi 40 mln lat (późny eocen). Od Hawaii do Niihau grzbiet przebiega z południowego wschodu ku północnemu zachodowi. Stanowiący jego przedłużenie grzbiet Cesarski skręca ku północy. Na początku tego grzbietu wulkany liczą również 40 mln lat, natomiast na końcu łańcucha wiek ich sięga do późnej kredy – 80 mln lat p.n.e.

Przyjęliśmy, że gorąca plama nie zmienia swego położenia. Nad nią przesuwa się płyta oceaniczna i unosi tworzące się nad plamą wulkany, które tracąc łączność z plamą, stopniowo zamierają. Wulkan czynny zamienia się w drzemiący, a ten z kolei w wulkan wygasły (ryc. 49). Dlatego też czynne obecnie wulkany na obszarach oceanicznych liczą sobie mniej niż 30 mln lat (wczesny oligocen). Załamanie się linii grzbietu zostało spowodowane przebudową grzbietu pacyficznego. Do wczesnego eocenu grzbiet przebiegał równoleżnikowo i produkowana przez niego skorupa płynęła ku północy. Około 40 mln lat p.n.e. przybrał on kierunek południowo-zachodni-północno-wschodni i płyta pacyficzna zaczęła płynąć ku północnemu zachodowi. Podobny przebieg mają dwa pozostałe szeregi wysp zaczynające się gorącymi plamami (wyspa Pitcairn i góra podmorska Mac Donald).



Ryc. 48. Łańcuch Wysp Hawajskich i stanowiący jego przedłużenie grzbiet Cesarski. Miliony lat oznaczają daty powstania poszczególnych wysp

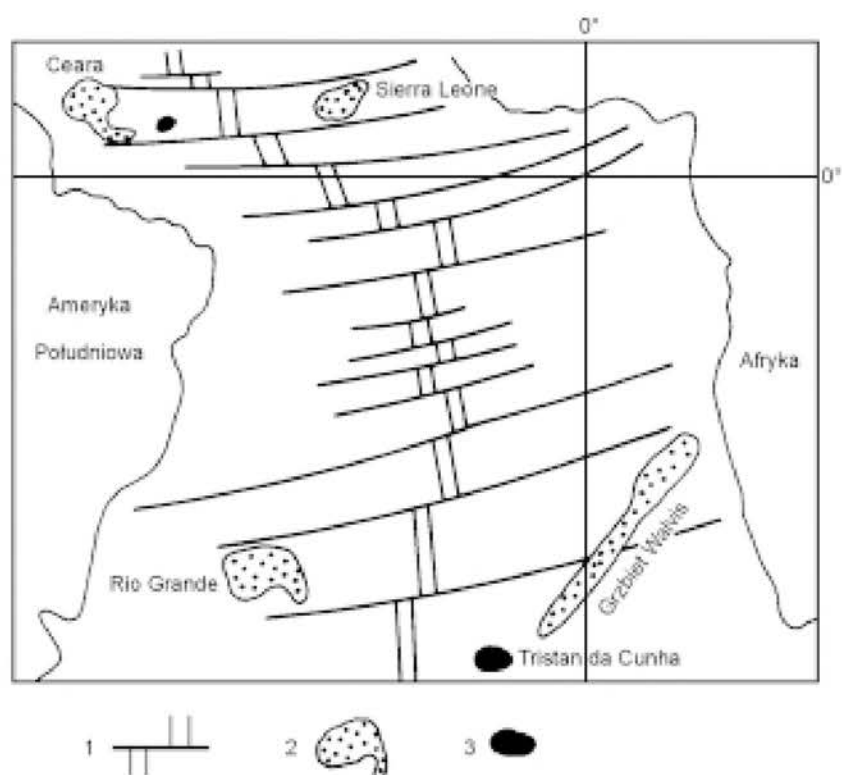


Ryc. 49. Powstawanie łańcucha wulkanów na płycie przechodzącej ponad gorącą plamą



Znając długość i wiek obu odcinków grzbietu Hawajskiego, łatwo można oszacować prędkość wędrówki płyty pacyficznej, dzieląc długość przez ilość lat. Grzbiet Cesar-  
ski formował się w ciągu 40 mln lat. Jego długość wynosi 1750 km, a więc postęp  
płyty wynosił 3,4 cm/rok. Archipelag Hawajski ciągnie się na długości 2625 km,  
dzieląc tę odległość przez pozostałe 40 mln lat, otrzymujemy prędkość 6,5 cm/rok,  
która dość dobrze odpowiada średniemu przyrostowi skorupy oceanicznej we współ-  
czesnym grzbiecie wschodniopacyficznym.

Na południowym Atlantyku znajdują się dwie pary asejsmicznych grzbietów bliźniaczych. Grzbiety te rozmieszczone są symetrycznie po obu stronach grzbietu śródatlantyckiego. Są to grzbiety Walvis – Rio Grande oraz Ceara – Sierra Leone (ryc. 50). Odległości grzbietów bliźniaczych od grzbietu śródatlantyckiego są parami jednakowe. Wszystkie one znajdują się na skorupie liczącej ok. 30 mln lat. Obie pary grzbietów ograniczone są uskokami transformacyjnymi. Grzbiety te od dawna budziły i budzą zainteresowanie badaczy. Jedni uważają, że powstały one wzdłuż uskoków transformacyjnych inni wiążą ich powstanie z gorącymi plamami.



Ryc. 50. Grzbiety bliźniacze Walvis – Rio Grande i Ceara – Sierra Leone. 1 – grzbiet ryftowy. 2 – podmorskie wzniesienia. 3 – gorące plamy

Para grzbietów Walvis – Rio Grande związana była z gorącą plamą Tristan da Cunha, która 120 mln lat p.n.e. (wczesna kreda) znajdowała się na grzbiecie śródatlantyckim. Przed 120 mln lat Afryka wchodziła w skład stabilnego kontynentu Gondwany i rozwijał się na niej intensywny wulkanizm. We wczesnej kredzie został zapoczątkowany rifting między Afryką i Ameryką Płd. Rozciął on wzniesienie wulkaniczne Tristan da Cunha na dwie części. Gorąca plama znalazła się we wschodniej części i działała nadal, tworząc grzbiet Tristan da Cunha. Część zachodnia natomiast została pozbawiona dopływu materiału wulkanicznego i stanowi obecnie grzbiet Rio Grande. Jednocześnie na wędrującej na wschód Afryce zamiera wulkanizm. Odnawia się on 90 mln lat później. We wczesnym oligocenie (ok. 30 mln lat p.n.e.) ruch kontynentu afrykańskiego ustaje i odradza się wulkanizm, który trwa do dziś. Rozszerzanie się Atlantyku trwa jednak nadal. Opór stawiany przez stabilną Afrykę spowodował podwojenie się prędkości oddalania się płyty południowoamerykańskiej i odepchnięcie grzbietu środoceanicznego na zachód. Przesuwający się grzbiet pozostawił za sobą gorącą plamę Tristan da Cunha.

Grzbiety Ceara i Sierra Leone stanowiły początkowo jedno wzniesienie wulkaniczne związane z gorącą plamą usytuowaną na grzbiecie śródatlantyckim. Działalność tej plamy była jednak stosunkowo krótkotrwała. Po jej ustaniu spreding rozdzielił wzniesienie, formując dwa martwe grzbiety.

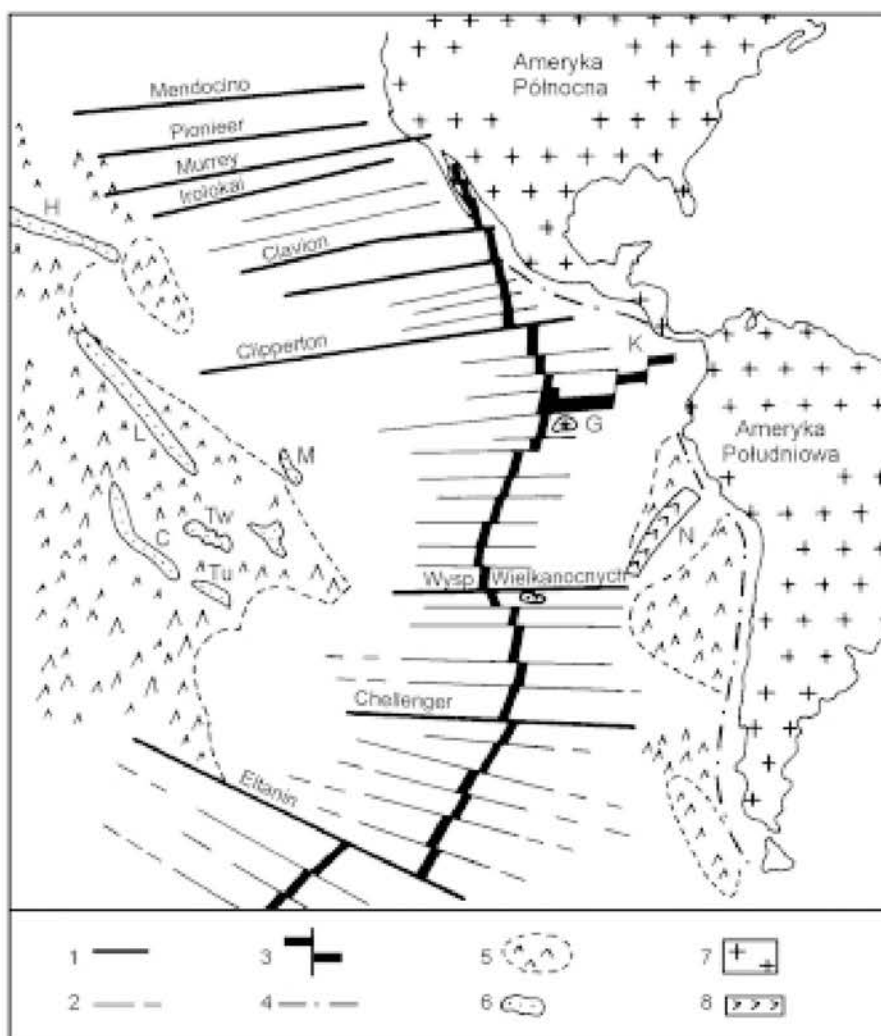
Wśród form dna oceanicznego osobną kategorię stanowią tzw. mikrokontynenty, różniące się od innych struktur obecnością skorupy kontynentalnej. Są to fragmenty oderwane od kontynentu macierzystego i oddzielone od niego skorupą oceaniczną. Mają one bardzo różną wielkość, od niewielkich bloków skalnych po rozległe płaskowyże o urozmaiconej rzeźbie powierzchni. Niektóre mikrokontynenty są całkowicie lub częściowo wynurzone, inne stanowią podmorskie wyniesienia. Takim wyspowym mikrokontynentem jest oderwany od Afryki Madagaskar, płaskowyż Maskarenów na Oceanie Indyjskim, który otrzymał swoją nazwę od archipelagu, posadowionych na nim, wysp. Inne to podmorskie płaskowyże Rockall i grzbiet Jan Mayen na północnym Atlantyku, płaskowyż Agulhas na Atlantyku południowym i in.

Oderwanie się mikrokontynentów mogło nastąpić w początkowych stadiach riftingu, który oddzielił je od kontynentu macierzystego, w wyniku spękań skorupy kontynentalnej powstałych wskutek zmiany ruchu płyt lub tworzenia się nowych stref spredingu. Odegrały one ważną rolę w budowie łańcuchów górskich i ich przebiegu (np. Alpy, Góry Skaliste, patrz rozdz. ....).

#### V.4.4. Rozłamy (ang. *fracture zones*)

Strefy rozłamów powstają na liniach uskoków transformujących. Są to długie, stosunkowo wąskie strefy głębokich uskoków, przecinających skorupę oceaniczną do strefy Moho. Zrzuty uskoków dochodzą do 1600 m. Przecinają one skorupę oceaniczną, dochodząc do płaszcza.

W morfologii dna oceanicznych stref rozłamów zaznaczają się urozmaiconą, nieregularną topografią, składają się na nią liniowo ułożone zrębowe grzbiety, rowy tektoniczne, strome skarpy tektoniczne. Zazwyczaj oddzielają one obszary dna położone na różnej głębokości. Różnice te mogą dochodzić do 4000 m (ryc. 51). Jedną z przyczyn tak dużej deniwelacji jest różny wiek skorupy po obu stronach rozłamu. W przypadku strefy Mendocino (Ocean Spokojny) różnica ta wynosi 40 mln lat. Skorupa starsza, która osiągnęła



Ryc. 51. Rozłamy na Pacyfiku. 1 – rozłamy, 2 – uskoki transformacyjne, 3 – grzbiet wschodniopacyficzny, Kokosowy (K), 4 – rów oceaniczny, 5 – dno górzyste, 6 – ważniejsze archipelagi wysp: (C – Wyspy Cooka, G – Galapagos, H – Hawaje, L – Linijne, M – Moluki, Tw – Towarzystwa, Tu – Tubuai), 7 – kontynent, 8 – grzbiety podmorskie (Nasca)

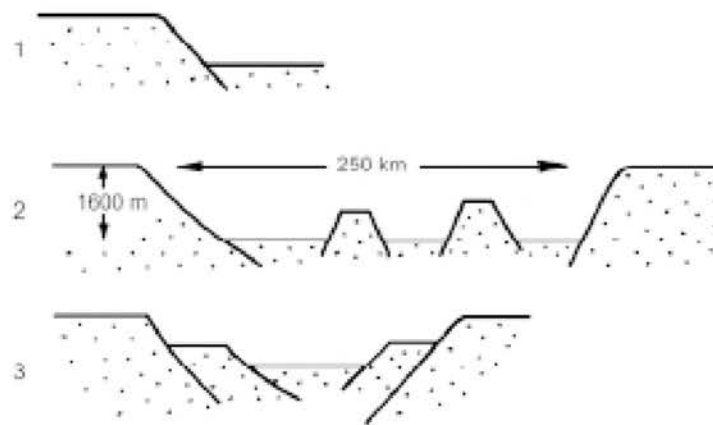
już większą gęstość i ciężar, obniżyła się izostaticznie bardziej niż skorupa młodsza (por. str.....). Szerokość stref rozłamów jest rzędu 200 km, natomiast długość osiąga 4000 km. W wielu przypadkach strefy rozłamów, przekraczając grzbiety śródoceaniczne, powodują ich poziome przesunięcie, dochodzące nawet do 4000 km (np. strefa rozłamów Romanche w Oceanie Atlantyckim).

Struktury rozłamowe stanowią istotny element w morfologii dna wschodniej części Oceanu Spokojnego (ryc. 52). Niektóre z nich dochodzą do krawędzi kontynentów. Zaznaczają się one załamaniem linii krawędzi szelfu (np. strefa Mendocino), wkraczają

również na ląd. Przykładem mogą być Góry Poprzeczne (Transverse Mts) w południowej Kalifornii, stanowiące przedłużenie strefy Murray.

W trzech strefach rozłamowych pobrano próby skał budujących strome skarpy i grzbie-ty gór podmorskich. Próby te wykazały, że są one zbudowane z perydotytów. Pochodzą one z warstwy perydotytowej występującej w górnym płaszczu Ziemi (str.....).

Obecność perydotytów w strefach rozłamowych została stwierdzona, jak dotąd, w roz-łamach Romanche i St Paul (Atlantyk) oraz w rozłamie Owena (Ocean Indyjski). Wy-dźwignięcie skał płaszczu w tych rozłamach, nastąpiło wskutek zbieżnego rozrostu dna oceanicznego po obu stronach uskoków transformacyjnych, przecinających skośnie grzbie-ty śródoceaniczne (str....., ryc. ....).



Ryc. 52. Przekroje przez strefy rozłamów



## Rozdział VI

# Tektoniczna historia oceanów

### VI.1. Tektonika płyt

W poprzednich rozdziałach poznaliśmy najważniejsze powierzchniowe przejawy procesów tektonicznych rozgrywających się we wnętrzu Ziemi. Dział tektoniki, który przedstawia całościowy obraz tych procesów i ich skutków, określany jest jako tektonika płyt.

Podstawowym założeniem tektoniki płyt jest przyjęcie, że cała powierzchnia Ziemi składa się z 12, stosunkowo cienkich (100–150 km), sztywnych i nieodeformowalnych płyt litosfery. Ich wielkość jest bardzo różna, od płyty obejmującej większą część Pacyfiku po drobne, jak płyty Kokosowa, Karaibska, Gorda (ryc. 53). Płyty te przenoszone, krążącymi w płaszczu Ziemi, prądami konwekcyjnymi znajdują się w ciągłym ruchu, zarówno względem siebie, jak i osi obrotu Ziemi. Płyty są zasadniczo asejsmiczne. Trzęsienia ziemi i wulkanizm koncentrują się głównie na ich krawędziach.

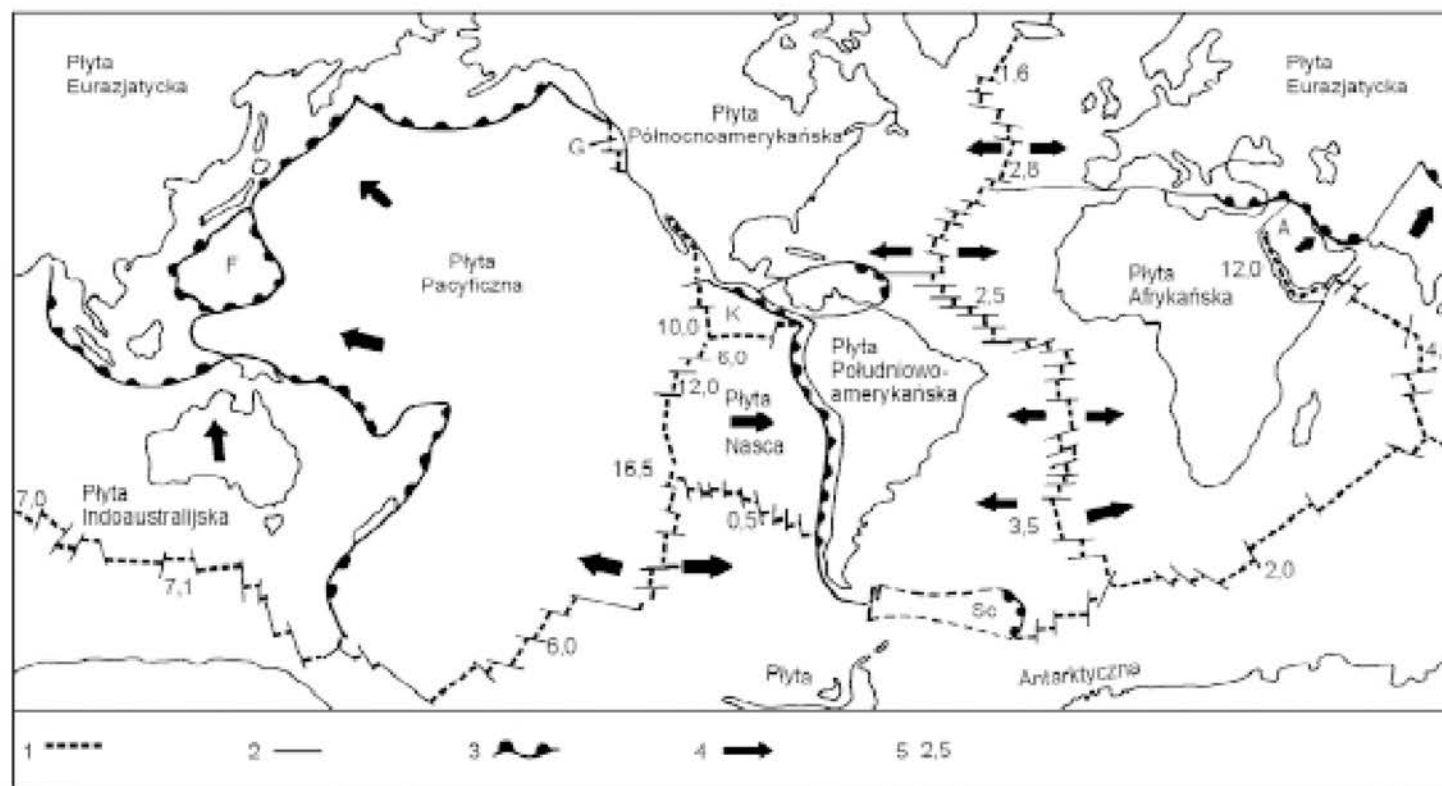
Wyróżnia się trzy rodzaje krawędzi płyt (ryc. 54):

- krawędzie konstruktywne (rozbieżne), reprezentowane przez grzbiety śródoceaniczne, są one miejscem rozchodzenia się dwu płyt i ich rozrostu;
- krawędzie destruktywne (zbieżne), wzdłuż których płyta pogrąża się w strefie subdukcji w głąb Ziemi;
- krawędzie przesuwowe, wzdłuż których dwie płyty przesuwają się poziomo względem siebie w przeciwnych kierunkach lub niekiedy w tym samym kierunku, ale z różnymi prędkościami (patrz ryc. 23).

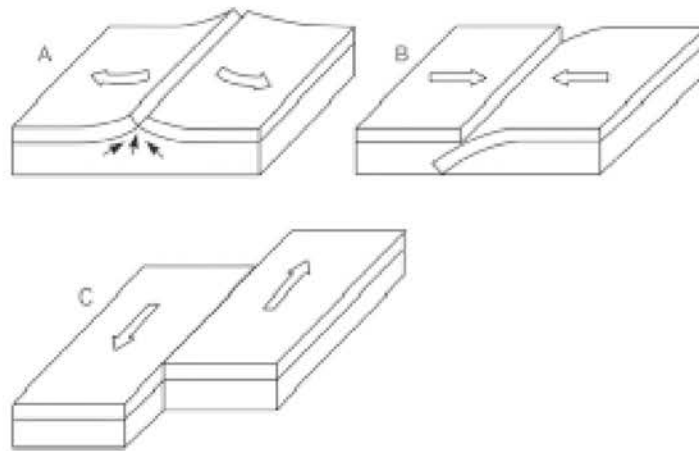
Ruch płyt i ich wzajemne interakcje są odpowiedzialne za obecne położenie kontynentów, powstanie łańcuchów gór fałdowych na kontynentach i większość trzęsień Ziemi. Jakkolwiek geometria i kinematyka płyt są dobrze poznane, stosunkowo mało wiemy o mechanizmie ich napędu. Tektonika płyt zakłada, że siłą sprawczą ruchu płyt są prądy konwekcyjne krążące w płaszczu Ziemi. Jest to założenie czysto teoretyczne, nie zostało bowiem potwierdzone bezpośrednimi dowodami, pozostaje jednak w zgodzie i dobrze tłumaczy obserwowane fakty z zakresu tektoniki globalnej oraz wyjaśnia je w logiczny i przekonujący sposób.

Prądy konwekcyjne są spowodowane różnym stopniem nagrzania mas płaszcza Ziemi. Krążą one w płaszczu podobnie jak woda w podgrzewanym od dołu naczyniu i wprawiają w ruch płyty litosfery (ryc. 55). Źródła ciepła napędzającego prądy konwekcyjne nie są jednak odnawialne i w końcu ulegną wyczerpaniu. Ziemia stanie się wówczas martwą planetą, podobną do Marsa czy Księżyca, na których zamarły wulkany i wszelkie

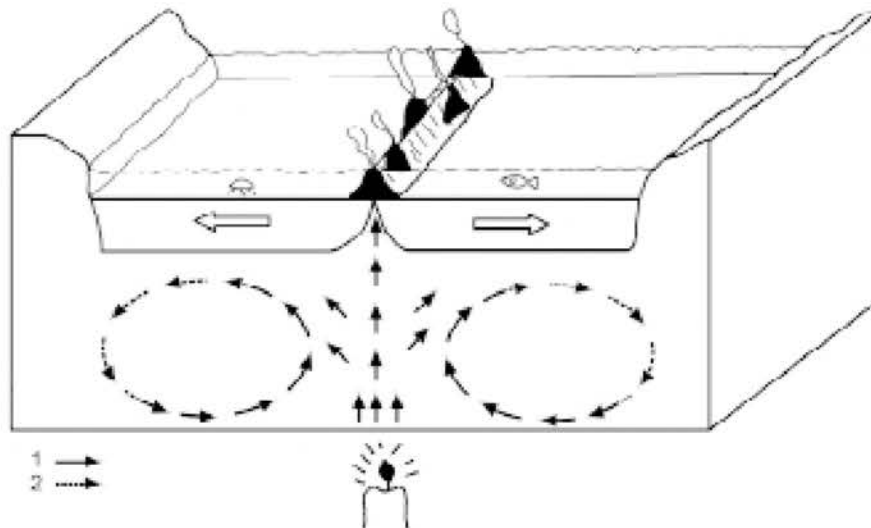




Ryc. 53. Płyty litosfery (na podstawie H.V. Thurman, 1991). 1 – grzbiety śródoceaniczne, 2 – uskoki transformujące, 3 – strefy subdukcji, 4 – kierunek ruchu płyt, 5 – szybkość ruchu płyt w cm/rok. A – płyta Arabska, F – płyta Filipińska, G – płyta Gorda, K – płyta Kokosowa, Kar – płyta Karaibska. Sc – płyta Scotia



Ryc. 54. Typy krawędzi płyt litosfery (na podstawie Thurman, 1991). A – krawędź konstruktywna, powstaje dno oceaniczne, B – krawędź destruktywna, jedna z płyt pograża się, C – krawędź przesuwcza



Ryc. 55. Krążenie prądów konwekcyjnych w płaszczu Ziemi. 1 – prąd ciepły, idący z głębi Ziemi, 2 – chłodniejący pod litosferą

ruchy tektoniczne. Głównym źródłem ciepła jest jądro Ziemi. W dolnej części płaszcza tworzą się prądy wstępujące, które wynoszą gorące masy ku powierzchni. Prąd wstępujący napotkawszy zimną litosferę, rozdziela się na dwa ramiona o grubości ok. 200 km, płynące pod litosferą. W miejscu rozdziálu prądu powstaje dolina ryftowa. Litosfera zostaje rozerwana, a utworzone dwie płyty oddalają się od siebie.

Prąd chłodzony przez litosferę oziębia się i gęstnieje, a gdy osiągnie dostateczną gęstość, pograża się w cieplejsze i mniej gęste podłoże, wciągając niesioną litosferę i wraca do płaszcza w strefach subdukcji, zamykając w ten sposób komórkę konwekcyjną.

Teoria ta stoi w pozornej sprzeczności z danymi geofizycznymi. Poprzednio dowiedzieliśmy się, że materia płaszczu w przypadku nagłych uderzeń, jakimi są fale sejsmiczne, zachowuje się jak sztywne ciało stałe. Inaczej jednak reaguje, gdy jest poddana długotrwałym naciskom, np. wysokiemu ciśnieniu. Nabiera ona wówczas, podobnie jak lód, właściwości plastycznych. Jej cząstki mogą przesuwać się względem siebie jak w gęstej cieczy.

Ponadto w prądach wstępujących, w miarę ich wznoszenia, następuje stosunkowo szybki spadek ciśnienia, natomiast zmiany temperatury są stosunkowo niewielkie. Temperatura topliwości ciał stałych jest wprost proporcjonalna do ciśnienia, w którym się one znajdują. Obniżenie ciśnienia powoduje obniżenie temperatury topliwości. W rezultacie razem z malejącą głębokością następuje zmniejszenie się lepkości wznoszących się mas, co ułatwia ich płynny ruch. W górnych 100 km płaszczu, chłodzonych przez skorupę Ziemi, temperatura jest już na tyle niska, że stanowią one sztywne, elastyczne ciało.

### *VI.1.1. Powstawanie gór fałdowych*

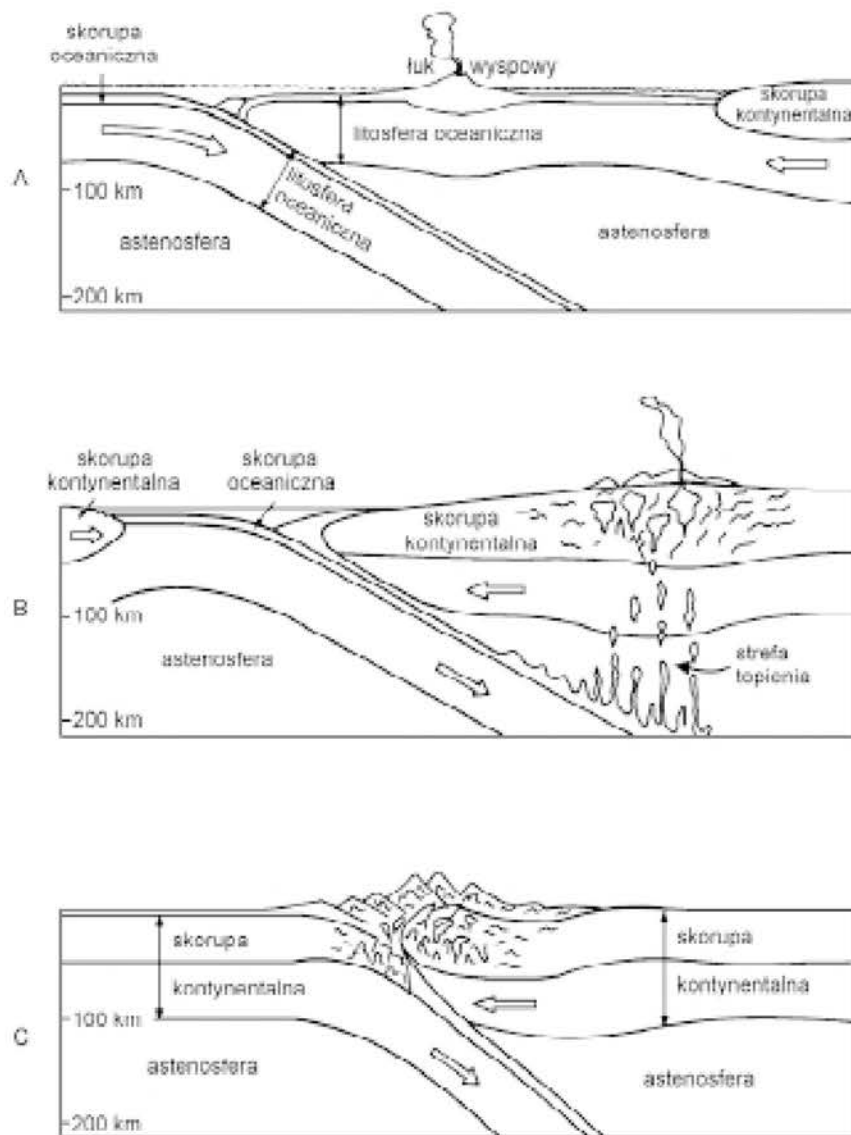
Przedmiotem naszych dotychczasowych rozważań były strefy subdukcji, w których brała udział skorupa oceaniczna, zanurzając się pod inną skorupę oceaniczną lub kontynentalną. Zajmijmy się teraz przypadkiem, w którym na krawędziach obu płyt znajduje się litosfera kontynentalna (ryc. 56).

Lekkie masy kontynentalne nie mogą pograżyć się w podścielającym je bardziej gęstym podłożu i dochodzi do kolizji kontynentów. Następuje wówczas zgniecenie osadów oddzielającego je uprzednio morza, rowu oceanicznego wraz z łukiem wyspowym i krawędzi kontynentalnych. Skutkiem takiego zdarzenia jest ściśnięcie biorących w nim udział utworów i ich intensywne sfałdowanie. Nagromadzone w wąskiej strefie lekkie masy skalne zostają następnie izostatycznie wydźwignięte. Rezultatem takiej kolizji są pasma gór fałdowych. Np. Himalaje powstały w wyniku zderzenia się Półwyspu Dekanu (Indii) z Azją, Alpy zostały utworzone wskutek kolizji kilku, stosunkowo niewielkich bloków kontynentalnych z Europą, a także Ural będący wynikiem zderzenia się Azji z kontynentem europejskim.

### *VI.2. Dzieje oceanów*

W poprzednich rozdziałach zostały przedstawione procesy powstawania, rozrostu i znikania litosfery oceanicznej. Przyjrzyjmy się teraz, jak kształtowały się współczesne oceany. Badania paleomagnetyczne wykazały, że znajdują się one na różnych etapach cyklu rozwojowego, jedne się rozszerzają, inne kurczą. Na kontynentach istnieją strefy tektoniczne zapowiadające powstanie w przyszłości na ich miejscu nowego oceanu, jak również strefy będące śladami po istniejących niegdyś obszarach oceanicznych.

Strefę embrionalnego rozwoju oceanu reprezentuje obecnie wschodnioafrykańska Wielka Dolina Ryftowa. Wzdłuż tego systemu spękań litosfery nastąpi odszczepienie się Somalii i utworzenie skorupy oceanicznej między oddalającymi się blokami kontynentalnymi. We wczesnym etapie rozwoju znajdują się obecnie Morze Czerwone i Zatoka Adeńska. Powstały one „zaledwie” przed 10 mln lat, kiedy Półwysep Arabski odsunął się



Ryc. 56. Kolizja płyt kontynentalnych i powstawanie gór fałdowych. A – klasyczny przykład strefy subdukcji. B – zbliżanie się dwu bloków kontynentalnych. C – następuje ich zderzenie powodujące zgniecenie łuku i rowu oceanicznego oraz ich krawędzi. W rezultacie powstaje pasmo górskie

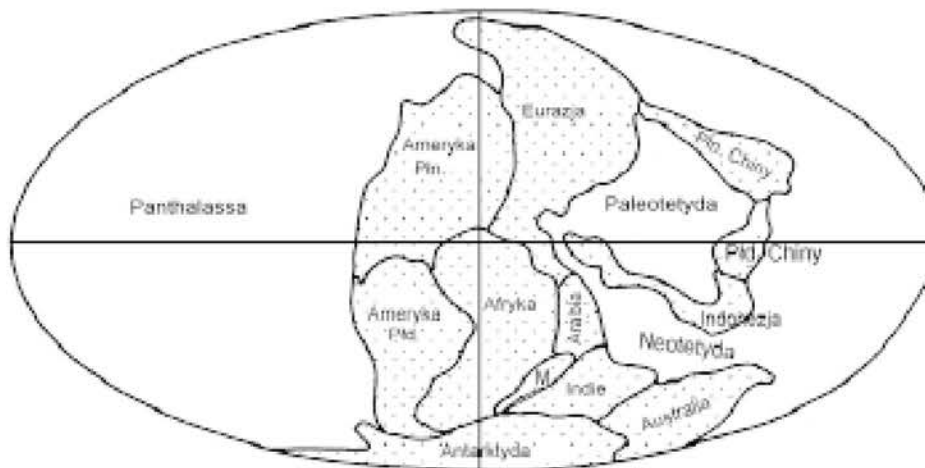
od Afryki. Oceanami zbliżającymi się do stadium dojrzałości są Atlantyk oraz Ocean Indyjski, które rozszerzają się z prędkościami rzędu 2,5 cm/rok. Największy z oceanów, Pacyfik, przeżył już swoje lata rozwoju, obecnie jego powierzchnia stopniowo się zmniejsza.

Śladem po istniejącym w mezozoiku wielkim oceanie Tetydy jest tzw. szew Indusu w Himalajach. Powstał on, gdy Półwysep Dekanu zderzył się z kontynentem azjatyckim. Ofiolity i inne skały zasadowe, występujące wzdłuż tej linii, stanowiły niegdyś skorupę oceanu Tetydy. W Europie resztką zachodniej części Tetydy jest basen Morza Śródziemnego.

Obecny układ grzbietów śródoceanicznych (patrz ryc. 53) zaczął się formować w początkach mezozoiku przed ok. 200 mln lat (późny trias) i zakładając, że tempo spredingu i subdukcji nie ulegnie zmianie, można ocenić, że będzie on trwał następne 200 mln lat, w czasie których nastąpi całkowite zamknięcie Pacyfiku (Kennett 1982).

Nasze wiadomości o rozkładzie kontynentów i oceanów w paleozoiku nie są zbyt dokładne. Paleozoiczna skorupa oceaniczna została pochłonięta w strefach subdukcji i razem z nią przepadły zawarte w niej informacje paleomagnetyczne. O paleogeografii paleozoiku możemy więc wnioskować na podstawie wyników badań paleomagnetycznych przeprowadzanych na kontynentach, rozmieszczenia zespołów faunistycznych i florystycznych, jak również analizy osadów odzwierciedlających klimat, takich jak ewaporaty, węgle, czerwone osady pustynne. Publikowane rekonstrukcje paleogeografii paleozoiku, oparte na tych różnorodnych danych, różnią się od siebie nieraz znacznie.

Panuje jednak ogólne przekonanie, że w późnym paleozoiku większość istniejących wówczas bloków kontynentalnych utworzyło jeden wielki superkontynent – Pangeę (gr. *pan* – wszystko, *gea* – Ziemia), rozciągającą się od bieguna północnego do południowego. Pangea była oblana wszechoceanem Panthalassą (gr. *thalassa* – ocean), obejmującym ponad połowę obwodu Ziemi (ryc. 57). Z Pangeą łączył się, łukowato wygięty, stosunkowo wąski pas kontynentalny obejmujący ocean Paleotetydy.

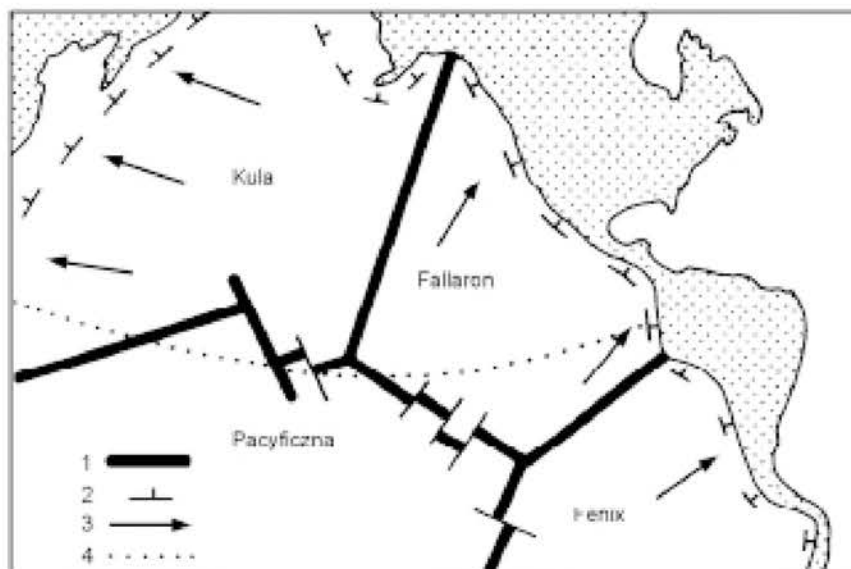


Ryc. 57. Pangea i przyległe bloki kontynentalne, późny perm. M – Madagaskar (na podstawie J. Golonki, 2000)

W środkowej jurze Pangea rozpadła się na dwie części, Laurazję i Gondwanę. Między Laurazją i Gondwaną rozciągał się ocean Tetydy. W mezozoiku z Laurazji wydzieliły się obecne kontynenty półkuli północnej: Ameryka Północna, Grenlandia, Europa i Azja, a z Gondwany kontynenty półkuli południowej: Ameryka Południowa, Afryka, Australia, Antarktyda i półwysep Dekanu (Indie), który powędrował daleko na północ i zderzył się z Azją. Omawianie historii współczesnych oceanów rozpoczniemy od największego i najstarszego z nich, Pacyfiku.

### VI.2.1. Ocean Spokojny

Ocean Spokojny (Pacyfik) jest resztką Panthalassy. W mezozoiku, w wyniku ruchu kontynentów ocean ten stopniowo się zmniejszał do rozmiarów dzisiejszego Pacyfiku. Względnie dokładne datowanie historii tego oceanu rozpoczyna się w późnej jurze (ok. 160–144 mln lat temu). Z układu lineacji paleomagnetycznej można wnioskować, że w tym okresie istniały na Pacyfiku 4 płyty litosferyczne (ryc. 58). Na północnym zachodzie płyta Kula, na północnym wschodzie płyta Fallaron, na południowym zachodzie płyta Pacyficzna i na południowym wschodzie płyta Feniks. Płyty te były rozdzielone grzbietami ryftowymi. Płyty Kula i Feniks zostały pochłonięte, płyta Kula w strefie subdukcji pod Wyspy Japońskie i Kurylskie, płyta Fallaron zniknęła pod Ameryką Południową. Efektem subdukcji płyt Fallaron i Feniks są pasma górskie na zachodnich wybrzeżach obu Ameryk.



Ryc. 58. Prawdopodobny układ płyt na Oceanie Spokojnym ok. 100 mln lat p.n.e. (środkowa kreda) (na podstawie R.L. Larsen i W.C. Pitman III, 1972). 1 – grzbiet ryftowy, 2 – strefy subdukcji, 3 – kierunek ruchu płyt, 4 – równik



W kenozoiku płyta Pacyficzna rozrastała się ku północnemu wschodowi i oddalając się od grzbietu ryftowego, ulegała pogrubieniu i subsydencji (str. ....). Efektem pogłębiania się dna oceanu są liczne gujoty i atole rozsiane na Pacyfiku.

W czasie swojej historii grzbiet Pacyficzny, rozdzielający płyty Fallaron i Pacyficzną wędrował na wschód. Wędrowka ta odbywała się skokowo, za każdym razem istniejący grzbiet zamierał i w pewnej odległości od niego pojawiał się następny. Obecny grzbiet Wschodniopacyficzny jest strukturą stosunkowo młodą. Uformował się on w późnej kredzie. Przed jego powstaniem ryftowa granica płyty Pacyficznej znajdowała się na wyniesieniu Wysp Galapagos, ok. 1300 km na zachód od Ameryki. Ostatni taki skok nastąpił w środkowym miocenie ok. 12 mln lat p.n.e.

W środkowym eocenie (40 mln lat temu) płyta Pacyficzna uległa rotacji. Obrót płyty spowodował zmianę kierunku przebiegu wulkanicznych grzbietów Hawajsko-Cesarskiego i innych (str.....).

We wczesnym oligocenie (ok. 30 mln lat temu) nastąpiło znaczne przyspieszenie rozrostu płyty Pacyficznej i rozpoczęła się destrukcja płyty Fallaron. Uległa ona rozbiciu na wiele fragmentów, które zostały wepchnięte pod północną Amerykę. W tym samym czasie grzbiet Wschodniopacyficzny zetknął się, pod kątem  $40^{\circ}$ – $50^{\circ}$ , z Ameryką Północną, która przesuwając się na zachód, zaczęła najeżdżać na grzbiet. Kompresja, spowodowana zderzeniem się tych bloków, spowodowała powstanie uskoku transformacyjnego San Andreas (ryc. 59). Wzdłuż tego uskoku Kalifornia zaczęła się przesuwać względem pozostałego kontynentu na północ. Obecnie przesunięcie to wynosi 560 km, a w ciągu najbliższych 50 mln lat dotrze ona w pobliże Alaski. Czynny ciągle uskoku San Andreas był przyczyną wielu katastrofalnych trzęsień Ziemi, które dotknęły San Francisco i przyległe obszary.

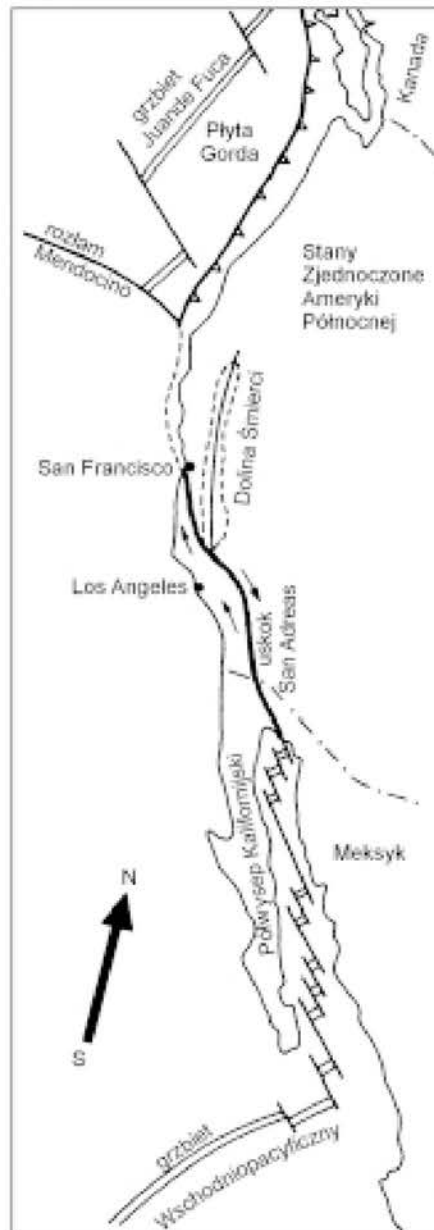
Pod koniec miocenu (5 mln lat p.n.e.) grzbiet Wschodniopacyficzny wkroczył do Zatoki Kalifornijskiej, co doprowadziło do całkowitego zniknięcia płyty Fallaron. Jej resztką jest płyta Gorda obrzeżona od wschodu grzbietem Juan de Fuca, który jest przesuniętym przez przedłużenie uskoku San Andreas fragmentem grzbietu Wschodniopacyficznego.

Rozrastająca się na wschód od grzbietu Wschodniopacyficznego skorupa oceaniczna ginie w strefach subdukcji we wschodniej części Pacyfiku. Obecnie istnieją łuki wyspowe (Kurylski, Japoński, Marianów i in.) uformowane w pliocenie i plejstocenie.

Bardziej skomplikowana jest historia południowo-zachodniej części Pacyfiku. Powstanie nowych obszarów oceanicznych w tym rejonie wiąże się z rozpadem Gondwany. Historia tej części Pacyfiku zaczyna się w późnej kredzie, ok. 81 mln lat p.n.e). Od obszaru, który obecnie stanowi Anatarctydę, oddzieliła się Nowa Zelandia wraz z połączonym z nią podmorskim płaskowyżem Campbella i grzbietami Lorda Howe, Nowej Kaledonii, Chatham oraz grzbiet Południowotasmański.

Anomalie paleomagnetyczne i batymetryczne wskazują, że ocean między Antarktydą i Nową Zelandią powstał wskutek spredingu spowodowanego przez grzbiet Pacyficzno-antarktyczny i południowy odcinek grzbietu Pacyficznego. Ocean ten w okresie 81–63 mln lat p.n.e. rozszerzał się z prędkością 6 cm/rok.

Około 70 mln lat p.n.e. między Australią i Nową Zelandią zaczęło formować się Morze Tasmańskie. Nieco później, bo 63 mln lat p.n.e. na obszarze Morza Tasmańskiego zbiegały się trzy grzbiety ryftowe: Pacyficzno-antarktyczny, Pacyficzny i Morza Tasmańskiego, tworząc trójkąt. Grzbiet Morza Tasmańskiego zamarł ok. 60 mln lat p.n.e. (wczesny paleocen). Trójkąt ten istniało do późnego eocenu (38 mln lat p.n.e.).



Ryc. 59. Transformacyjny uskoku San Andreas

Okolo 53 mln lat p.n.e. (późny eocen) Australia oderwała się od Antarktydy i rozpoczęła, trwającą do czasów współczesnych, wędrówkę ku północy. Na rozrastającym się oceanie zapoczątkowany został również rozwój Morza Koralowego i wielu basenów południowo-wschodniego Pacyfiku: Nowych Hebrydów, Fidżi, Nowokaledońskiego, Carolina). Nieco później, w oligocenie (43–37 mln lat p.n.e.), powstały baseny wokół Nowej Gwinei, basen Morza Nowogwinejskiego i Nowej Brytanii.

## VI. 2.2. Ocean Atlantycki

W środkowym triasie (ok. 230 mln lat temu) istniało pęknięcie między wchodzącymi wtedy w skład Pangei Afryką i Ameryką Północną. Pęknięcie to w środkowej jurze przekształciło się w aktywny grzbiet śródoceaniczny i dało początek centralnej części dzisiejszego Atlantyku.

Skorupa oceaniczna Atlantyku Centralnego powstała ok. 165 mln lat temu. Początkowo był to wąski, otoczony lądami basen, który nie miał połączenia z oceanem światowym. Rozciągał się on od Półwyspu Iberyjskiego do Ameryki Południowej (ryc. 60). Rozrastający się Atlantyk Centralny spowodował niewielką rotację Ameryki Północnej. Jej efektem były liczne uskoki tworzące zręby i rowy oceaniczne pomiędzy Ameryką Północną i Południową. Dały one początek Zatoce Meksykańskiej. Na razie pomiędzy wyniesionymi blokami powstały wąskie przejścia łączące Atlantyk z Pacyfikiem.

Jura była okresem rozszerzania się Atlantyku, a pod koniec tego okresu grzbiet śródoceaniczny wkroczył na obszar przyszłego Morza Karaibskiego i stopniowo postępował ku północy, otwierając Atlantyk Północny.

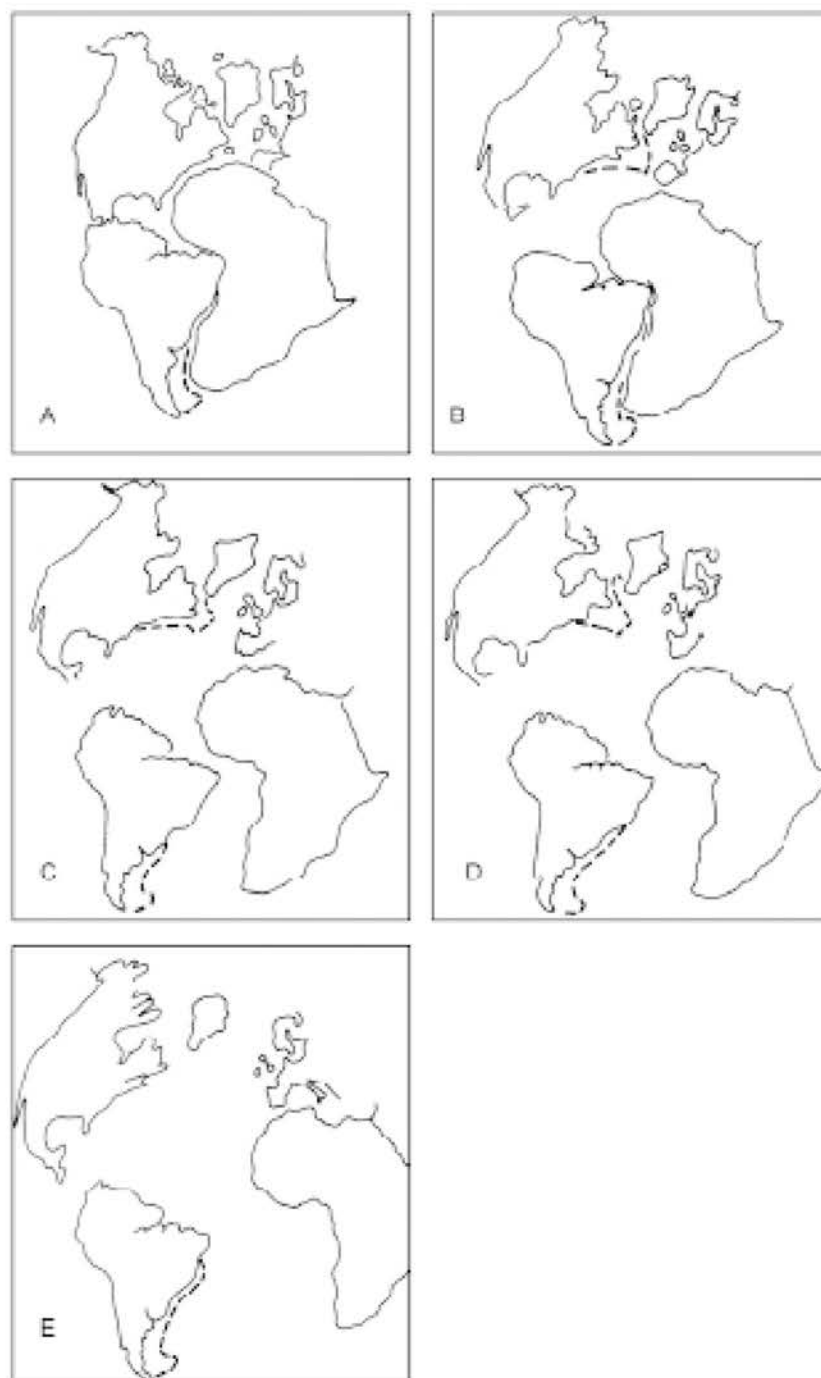
We wczesnej kredzie (144–98 mln lat p.n.e.) Atlantyk był już rozległym morzem śródlądowym, którego głębokość dochodziła do 4000 m. Przed 125 mln lat grzbiet śródoceaniczny zaczął formować dzisiejszy Atlantyk Północny. Uskok transformacyjny kończący ten grzbiet utworzył Zatokę Biskajską oraz zapoczątkował na zachodzie powstawanie Morza Beringa. Mniej więcej w tym samym okresie Półwysep Iberyjski oderwał się od Afryki, otwierając przejście między oceanami Tetydy, która była odnogą oceanu światowego, i Północnym Atlantykiem. Na obszarze Atlantyku Centralnego odsuwanie się Ameryki Północnej na północ spowodowało, że strefa subdukcji skorupy oceanicznej ówczesnego Pacyfiku wsunęła się między Amerykę Północną i Południową, zapoczątkowując powstawanie dzisiejszego Morza Karaibskiego.

Pod koniec wczesnej kredy, między południowymi cyplami Afryki i Ameryki Południowej, zaczął się tworzyć grzbiet południowoatlantycki. Początkowo, podobnie jak Północny Atlantyk, był to basen zamknięty, ograniczony połączonymi jeszcze z sobą Afryką i Ameryką Południową, a od południa płaskowyżem Falklandów.

Od południowoatlantyckiego grzbietu ryftowego odchodziły dwa grzbiety wulkaniczne, na wschód grzbiet Walvis i na zachód grzbiet Rio Grande. Grzbiety te, wraz z grzbietem śródatlantyckim ograniczały cztery baseny, w których powstały słodkowodne jeziora (patrz str....).

Środkowa kreda była okresem dalszego rozwoju obu części Atlantyku. Grzbiet ryftowy Północnego Atlantyku rozrastał się ku północy i ok. 95 mln lat p.n.e. dociera do szerokości geograficznej Wielkiej Brytanii. Odbiegające na wschód odgałęzienie grzbietu formuje Zatokę Biskajską, powodując rotację półwyspu Iberyjskiego, a na północy między Grenlandią i Europą tworzy się płytkie morze. Na południu pękło ostatnie połączenie pomiędzy Afryką i Ameryką Południową, jakie istniało na wysokości Zielonego Przylądka w Afryce, i nastąpiło połączenie się obu części Atlantyku. Było ono jednak zbyt płytkie, aby mogła rozwinąć się między nimi wymiana wód dennych. Jednocześnie grzbiety Walvis i Rio Grande powoli się obniżały, co umożliwiło połączenie się z sobą istniejących po obu ich stronach basenów. Odsunął się i obniżył również płaskowyż Falklandów, otwierając drogę płytkim wodom oceanu światowego do Atlantyku Południowego.

W późnej kredzie (98–65 mln lat p.n.e.) grzbiet Północnoatlantycki wcisnął się między Amerykę Północną i Grenlandię, a grzbiet południowy przełamał w rejonie Zielone-



Ryc. 60. Etapy rozwoju Oceanu Atlantyckiego (na podstawie J. Kennetta). A – środkowa jura (ok. 165 mln lat, B – wczesna kreda (125 mln lat), C – późna kreda (80 mln lat), D – kreda/trzeciorzęd (65 mln lat), E – późny miocen (10 mln lat)

go Przylądka ostatnie połączenie Afryki z Ameryką Południową. Atlantyk stał się jednym oceanem. Powstałe przejście było jednak zbyt płytkie, aby mogła nastąpić wymiana wód głębokich między obu częściami Atlantyku. Obniżeniu uległ również płaskowyż Falklandów, otwierając drogę płytkim wodom oceanu światowego do Atlantyku.

Około 80 mln lat temu był on już w pełni wykształconym oceanem. Jego głębokość dochodziła do 5000 m. Wody denne Atlantyku mogły swobodnie wpływać przez Morze Karaibskie i Tetydę do oceanu światowego. Grzbiet Północnoatlantycki skierował się ku północnemu zachodowi, formując grzbiet Labradorski. Nieco później (75–70 mln lat temu) nastąpiło oddzielenie się niewielkich bloków kontynentalnych Rockall i Orphan Knoll.

We wczesnym paleocenie (65–63 mln lat temu) nastąpiła reorganizacja Atlantyku. Grzbiet Labradorski przedłużył się ku północy otwierając Morze Baffina, a głębokość Morza Labradorskiego osiągnęła ponad 4000 m. Grzbiet Północnoatlantycki wkroczył między Europą a Grenlandią, tworząc Morza Norweskie i Grenlandzkie. Spreading ten spowodował rotację Półwyspu Iberyjskiego. W jego wyniku powstał łańcuch górski Pirenejów.

W tym też czasie zamarł grzbiet na obszarze ówczesnego Morza Karaibskiego, a istniejąca w nim strefa subdukcji przesunęła się na wschód, co spowodowało rozszerzenie się połączenia Pacyfiku z Atlantykiem. Jednocześnie Tetyda przedarła się między Europą i Afryką, tworząc ogólnoswiatową drogę morską przebiegającą od Pacyfiku poprzez Atlantyk i Tetydę będącą odgałęzieniem oceanu światowego.

We wczesnym paleocenie (ok. 60 mln lat p.n.e.) postępujący na północ grzbiet Północnoatlantycki wkroczył na obszar Morza Labradorskiego, który na przełomie paleocenu i eocenu (ok. 55 mln lat p.n.e.) przekroczył 4000 m głębokości i przedłużył się, otwierając Morze Baffina między Kanadą i Grenlandią.

Pod koniec eocenu (ok. 37 mln lat p.n.e.) przerzucił się on na wschód od Grenlandii, oddzielając ją od Europy i dając początek Morzu Norweskiemu i Grenlandzkiemu.

W oligocenie (26 mln lat p.n.e.) ustał ruch między Ameryką Północną i Grenlandią. Afryka zetknęła się z Półwyspem Iberyjskim, przerywając łączność Morza Śródziemnego z Atlantykiem.

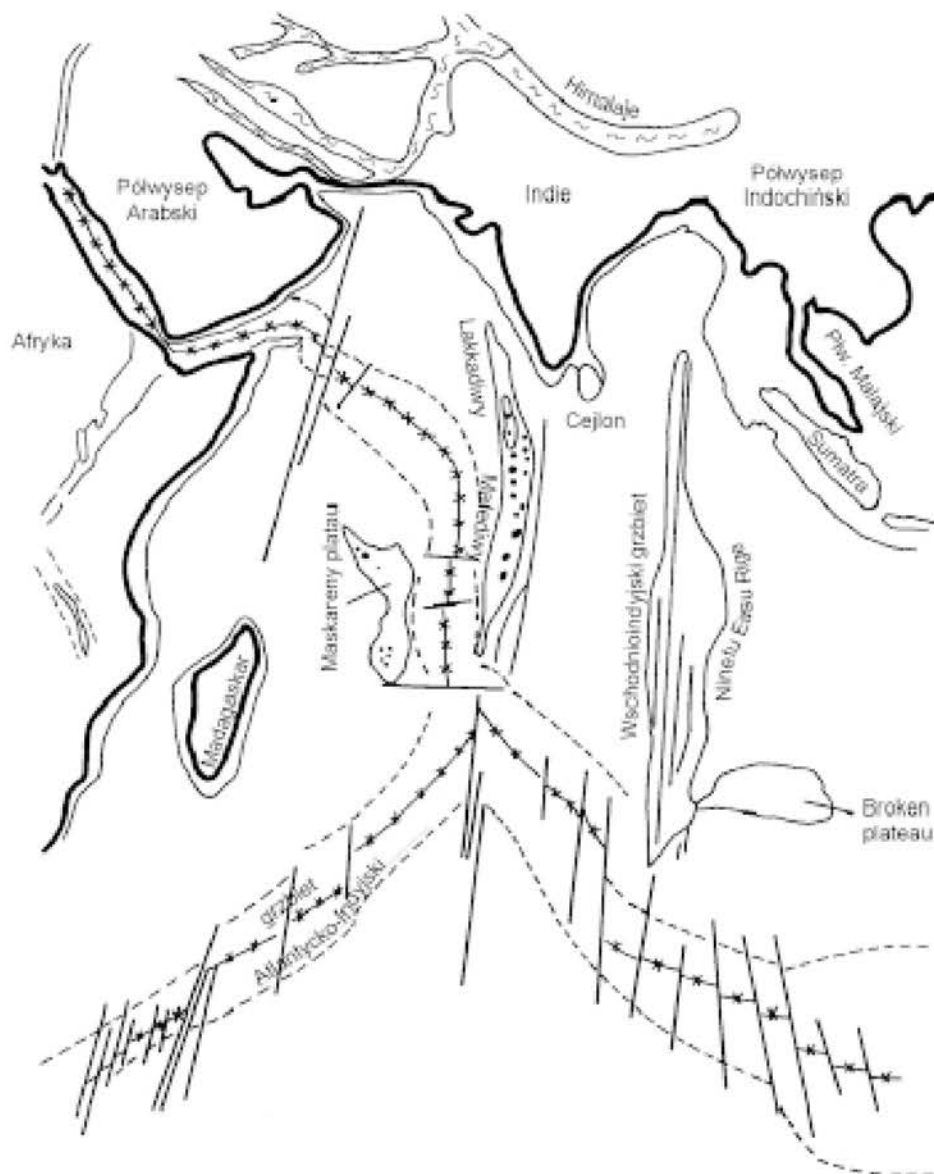
Główne jednostki topograficzne współczesnego Atlantyku uformowały się ostatecznie w początkach miocenu (ok. 28 mln lat p.n.e.).

We wczesnym i środkowym miocenie (ok. 24–11 mln lat p.n.e.) nastąpiło obniżenie dotychczas istniejących podmorskich barier. Zimne wody Morza Norweskiego i Arktycznego zaczęły wpływać w dużych ilościach do Północnego Atlantyku, zapoczątkowując obecną cyrkulację wód w Atlantyku. W środkowym miocenie zamarła subdukcja w Morzu Karaibskim. Jej śladem jest obecnie łańcuch wysp Małych Antyli. Ostatnim ważnym wydarzeniem w historii Atlantyku było połączenie się w późnym pliocenie obu Ameryk, które przerwało kontakt między Atlantykiem i Oceanem Spokojnym.

### VI.2.3. Ocean Indyjski

Ocean Indyjski, w porównaniu z Atlantykiem i Pacyfikiem, różni się bardziej zawiłym układem linii paleomagnetycznych oraz obecnością różnego rodzaju grzbietów i podmorskich wyniesień. Są to grzbiety ryftowe, grzbiety wulkaniczne, fragmenty oderwane od sąsiednich lądów, tzw. mikrokontynenty. Te cechy świadczą o dość skomplikowanym jego rozwoju. Aktywne obecnie grzbiety ryftowe tworzą trójramienny układ o kształcie

odwróconej litery igrek (Y). Punkt zwrotnikowy ramion układu znajduje się w centralnej części Oceanu, w rejonie przecięcia zwrotnika Koziorożca przez południk 70° szerokości wschodniej. Południowo-zachodnie ramię tego układu stanowi grzbiet Zachodnioindyjski, który na południu łączy się z grzbietem Południowoatlantyckim. W ramieniu północnym wyróżnia się dwa odcinki: grzbiet Arabsko-Indyjski i grzbiet Carlsberga, przedłużenie grzbietu Carlsberga wkracza w Zatokę Adeńską i Morze Czerwone. Trzecie ramię, grzbiet Środkowoindyjski, skierowane jest na południowy wschód i przechodzi w grzbiet Pacyficzno-Australijski, przebiegający między Australią i Antarktydą (ryc. 61).



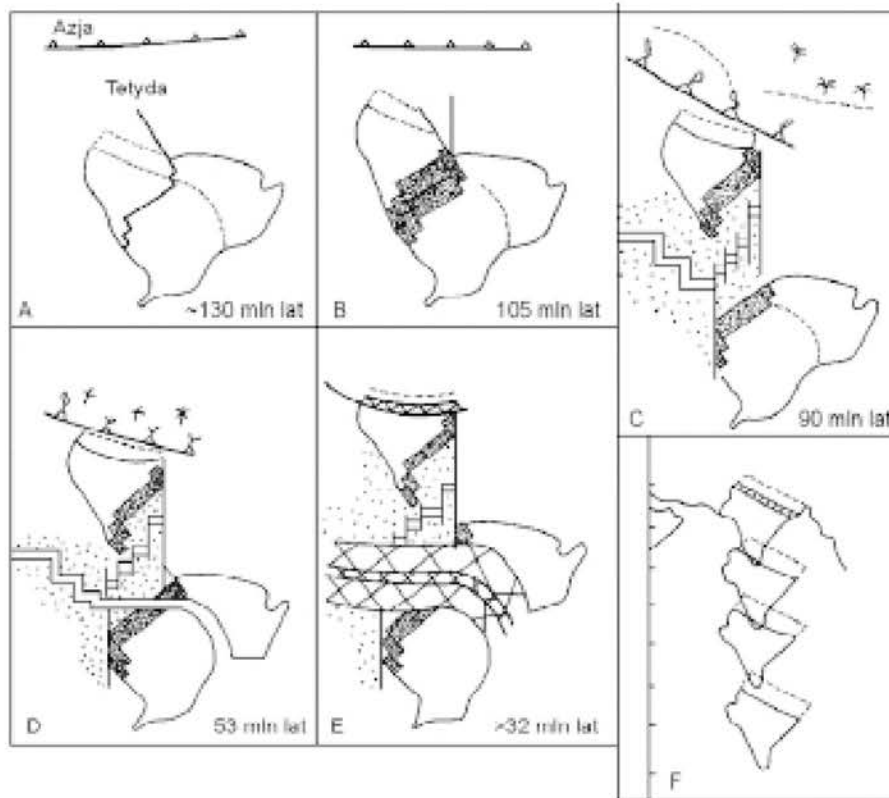
Ryc. 61. Szkic tektoniczny Oceanu Indyjskiego



Poza tym układem, po wschodniej stronie Indii, znajduje się, grzbiet 90° Południka Szerokości Wschodniej. We wczesnych etapach rozwoju Oceanu Indyjskiego był to uskok transformujący. Obecnie grzbiet ten jest martwy. Na zachód od Indii leży, również martwy, wulkaniczny grzbiet wyspowy Czagos–Lakkadiwy, uformowany wzdłuż wielkiego uskoku transformującego.

Trzecią grupę jednostek tektonicznych Oceanu Indyjskiego stanowią mikrokontynenty. Są to niewielkie bloki kontynentalne oderwane od większych mas lądowych. Granitowa skorupa mikrokontynentów przykryta jest osadami lądowymi i płytkomorskimi, nagromadzonymi przed oderwaniem się bloków. Największym z nich jest Madagaskar, dwa mniejsze to wyspy grzbiet Seszele–Maskareny i podmorski płaskowyż Brokena w południowo-wschodniej części Oceanu Indyjskiego. Rozwój Oceanu Indyjskiego związany jest z wędrówką kontynentu Indii na północ.

W jurze (ok. 170 mln lat p.n.e.) kontynent Indii znajdował się w południowo-wschodniej części Gondwany, wtłoczony między Antarktydę, Amerykę Południową i Australię (ryc. 62). Był on znacznie większy niż obecnie. Jego północna część została w kenozoiku, podczas formowania się Himalajów, wepchnięta pod kontynent Azji. Te „Wielkie



Ryc. 62. Otwieranie się Oceanu Indyjskiego i wędrówka Dekanu. A – wczesna kreda, B – środkowa kreda, C – późna kreda, D – wczesny eocen, E – przed wczesnym oligocenem, F – wędrówka Dekanu

Indie” i Australia stanowiły południowy brzeg oceanu Tetydy, który w tym okresie wdzierał się na zachód w formie klina między Gondwanę i Laurazję. Ryft Tetydy znajdował się wówczas w centralnej części tego oceanu. Około 150 mln lat p.n.e. (środkowa/późna jura) ryft przesunął się na południe i zaczął odrywać fragmenty ówczesnej Australii, które później połączyły się z Azją. Obecnie są to bloki Lhasy (Tybet) i Quantang (Chiny).

We wczesnej kredzie (ok. 140 mln lat p.n.e.) Australia oraz blok Indii połączony z Madagaskarem i Seszelami oderwał się od Afryki, która wchodziła wówczas w skład Gondwany, 40 mln lat później usamodzielniał się Madagaskar. Indie i Seszele wędrowały dalej. Separacja Seszeli nastąpiła dopiero we wczesnym trzeciorzędzie. Wydarzeniu temu towarzyszył intensywny wulkanizm bazaltowy. Na Seszelach utworzyły się dajki bazaltowe, a na Dekanie rozległe pokrywy bazaltowe, tzw. trapy.

Pierwsze oznaki ryftingu między Antarktydą i Indiami połączonymi dotąd z Antarktydą pojawiły się przed 125 mln lat (wczesna kreda). Od tej daty rozpoczęła się wędrówka Indii ku północnemu zachodowi, która trwała do początków późnej kredy (90 mln lat p.n.e.). W późnej kredzie nastąpiła zmiana kierunku tej wędrówki. Indie zaczęły dryfować ku północy wzdłuż dwóch uskoków transformujących, uskoku 90° Szerokości Wschodniej i uskoku Czagos–Lakkadiwy. Między oddalającymi się od siebie Indiami i Antarktydą rozrastał się Ocean Indyjski. Wędrówka ta trwała do wczesnego eocenu (53 mln lat p.n.e.). Postępujące ku północy Indie zamykały ocean Tetydy, jego skorupa subdukowała w pobliżu kontynentu azjatyckiego pod łuk wyspowy, za którym znajdowało się morze marginalne.

We wczesnym eocenie zaszły na Oceanie Indyjskim dwa ważne wydarzenia. Pierwszym z nich był początek kolizji Indii z Azją, drugim działalność nowego grzbietu ryftowego we wschodniej części Oceanu Indyjskiego. Kolizja tych dwu kontynentów rozpoczęła się od zgniecenia łuku wyspowego i mórz marginalnych. Była to tzw. kolizja „mięka”. Zapoczątkowała ona ruchy fałdowe w Himalajach. Powstały nieco wcześniej ryft we wschodniej części Oceanu Indyjskiego oddzielił Indie od Antarktydy i zaczął formować baseny znajdujące się na wschód od grzbietu 90° Szerokości Wschodniej. Indie, Australia i Antarktyda znalazły się na osobnych płytach litosferycznych.

32 mln lat p.n.e. ustał ruch wzdłuż uskoku 90° Południka i nastąpiło spojenie płyty indyjskiej z australijską. Połączona płyta indyjsko-australijska kontynuowała szybką wędrówkę na północ. W miocenie doszło do bezpośredniego zderzenia się skorup kontynentalnych Indii i Azji, tzw. „twardej kolizji”. Fałdy i ponasuwane na siebie płaszczowiny himalajskie świadczą, że w tej strefie nastąpiło znaczne skrócenie skorupy. Badania geofizyczne wykazały zdwojenie skorupy kontynentalnej pod Himalajami. Jest ona prawie dwukrotnie grubsza od przeciętnej. Zwiększenie grubości mogło być spowodowane jej ściśnięciem między napierającymi na siebie masami kontynentalnymi albo, co jest częściej przyjmowane, subdukcją części skorupy Wielkich Indii pod skorupę Azji. Oblicza się, że pod Himalaje i Azję został wtłoczony pas szerokości 600 km skorupy Wielkich Indii. Jest również wielce prawdopodobne, że oba te procesy działały wspólnie. Zdwojenie skorupy spowodowało izostatyczne dźwiganie się Wyżyny Tybetańskiej i Himalajów. Oba te obszary podnoszą się po dzień dzisiejszy. Ostatnimi wydarzeniami w omawianym regionie było odsunięcie się pod koniec trzeciorzędu Półwyspu Arabskiego od Afryki i powstanie Morza Czerwonego oraz Zatoki Adeńskiej.

#### VI.2.4. Morze Śródziemne

Z geologicznego punktu widzenia, Morze Śródziemne (MŚ) jest tektonicznie mobilną, otoczoną lądami depresją; małą w porównaniu z dużymi oceanami.

Jest ono prawie zupełnie odizolowane od Atlantyku i rozciąga się ok. 4000 km od cieśniny Gibraltaru do podstaw gór Libanu, poprzez cieśninę Bosfor łączy się z Morzem Czarnym. Szerokość MŚ nie przekracza 370 km, a powierzchnia wynosi 3 000 000 km<sup>2</sup>. Jego charakterystyczną cechą jest bardzo zmienna topografia i rzeźba dna, jak też otaczających go wybrzeży.

Linia brzegowa jest bardzo nieregularna; posiada stosunkowo wąskie szelfy, dobrze rozwinięte przy ujściach głównych delt rzecznych (Nil, Ren, Po, Ebro). Morfologia dna jest dość urozmaicona. Półwyspy Iberyjski, Apeniński i grecki oraz podmorskie grzbiety tektoniczne, rozdzielające baseny morskie dochodzą do 1000–4000 m głębokości.

MŚ powstało w wyniku zamykania się oceanu Tetydy wskutek kolizji płyty afrykańskiej z eurazjatyką. Był to dość skomplikowany proces. Od postępującej na północ Afryki odrywały się niewielkie bloki kontynentalne, tzw. mikrokontynenty, które poprzedzając Afrykę, zderzały się z sobą i Europą, powodując powstanie Alp i sąsiadujących z nimi łańcuchów górskich.

Ze względu na różnice w morfologii i budowie geologicznej dzieli się ono na dwie części, zachodnią i wschodnią. Część zachodnia składa się z Basenu Balearów, który stanowi płaską równinę abysalną, oraz basenów Morza Tyreńskiego, Adriatyckiego i Egejskiego z licznymi wulkanami i podmorskimi górami. Część wschodnia zdominowana jest przez łukowate grzbiety podmorskie.

Obie te części różnią się wiekiem skorupy oceanicznej. Część wschodnia jest resztką wczesnomezozoicznego, rozległego oceanu Tetydy i jego południowego obrzeżenia kontynentalnego. Świadczą o tym mezozoiczne osady głębokomorskie, zalegające na warstwie bazaltowej. W zachodniej części MŚ skorupa oceaniczna utworzyła się dopiero we wczesnym miocenie ok. 20 mln lat p.n.e. Obecne obszary morskie w tym rejonie powstawały wskutek otwierania się nowych basenów marginalnych spowodowanych oddalaniem się Półwyspu Apenińskiego oraz Sardynii i Korsyki od Półwyspu Iberyjskiego. Współczesne baseny Morza Balearskiego, Tyreńskiego i Egejskiego są dawnymi basenami załukowymi, które rozwinęły się w trzeciorzędzie za strefami subdukcji, których ślady znajdują się w Apeninach, Atlasie i na zapleczu gór greckich, Hellenidów oraz Dynarydów. Morze Adriatyckie powstało wskutek zapadnięcia się mikrokontynentu, który istniał na jego miejscu.

W osadach MŚ wyróżnia się trzy zasadnicze kompleksy:

1. Plioceno-czwartorzędowe osady klastyczne.
2. Późnomiocenские osady ewaporatowe (gipsy, sole), pod którymi znajdują się w części wschodniej.
3. Głębokowodne osady wcześniejsze.

W miocenie MŚ łączyło się z Atlantykiem poprzez dwa przejścia: północnym Przesmykiem Betyckim i południową cieśniną Rifu, umożliwiając swobodną wymianę wód. Cieśnina ta zanikła przed początkiem pliocenu. Zablockowany też został Przesmyk Betycki.

W późnym miocenie (ok. 6 mln lat p.n.e.) nastąpił generalny spadek poziomu oceanów spowodowany rozwojem lodowców na Antarktydzie. Doprowadził on do całkowitego

tej izolacji MŚ. Zamieniło się ono w serię jezior. W reakcji na obniżanie się poziomu morza, rzeki weszły w dramatyczny okres erozji. Wcinały się one głęboko w podłoże. Świadczą o tym głębokie, podobne do Wielkiego Kanionu Kolorado w USA wąwozy zasypane obecnie osadami. Korelacje z niektórymi odsłonięciami na lądzie, szczególnie we Włoszech, umożliwiły porównanie zespołów mikrofaunistycznych. Wykazały one, że basen Morza Śródziemnego był miejscami dość głęboki, a 5,5 mln lat temu znajdował się w suchym i ciepłym klimacie.

Po zamknięciu połączenia z Atlantykiem, w okresie ocieplenia, kiedy warunki sprzyjały parowaniu, w zachodniej części dzisiejszego MŚ zaczęły odkładać się grube warstwy ewaporatów (gipsów i soli). W głębszych partiach we wschodniej części MŚ zaczęły się również gromadzić pokłady soli z rozległego morza śródładowego Paratetydy, występującego wówczas we wschodniej Europie i środkowym Wschodzie. Okres ten określany jest mianem messynianu. Występująca dotąd bogata fauna otwartego morza została zastąpiona znacznie uboższą fauną wskazującą na płytkie, ograniczone środowisko znajdujące się w ciepłym (nie gorącym) klimacie. Jest to tzw. messyński kryzys zasolenia.

Obszar MŚ znajdował się wówczas kilkaset metrów poniżej światowego poziomu oceanów. Świadczą o tym powierzchnie erozyjne w osadach solnych oraz głęboko wcięte doliny rzeczne Nilu i Rodanu, obecnie zasypane osadami pliocenu i czwartorzędu.

Mięższść messyńskich ewaporatów jest znaczna, lokalnie osiąga ona 2–3 km, objętość całej serii szacowana jest na  $1 \times 10^3 \text{ km}^3$ . Obecnie w MŚ znajduje się  $3,7 \times 10^6 \text{ km}^3$  wody. Corocznie paruje z niego  $3,3 \times 10^6 \text{ km}^3$ . Gdyby dziś została zamknięta Cieśnina Gibraltarska, MŚ wyschłoby w ciągu 1000 lat, nie zawiera ono jednak tak wielkiej ilości soli, by utworzyć serię ewaporatów o takiej grubości. Całkowite jego wyschnięcie spowodowałoby powstanie zaledwie 70-metrowej warstwy ewaporatów, z tego wynika, że musiało ono w czasie messynianu wysychać i być napełniane ok. 40 razy, magazynując ok. 6% soli obecnej w oceanie światowym. Powyższe rozumowanie oparte jest na założeniu, że głębokość ówczesnego morza była zbliżona do obecnej i wynosiła ok. 2500 m. Ostatnio zakwestionowano ten pogląd i przeważa opinia, że było to płytkie morze o głębokości ok. 200–1500 m. Nie zmienia to jednak faktu, że w czasie messynianu istniała przerywana komunikacja z Atlantykiem.

Na granicy miocen/pliocen została przerwana w rejonie Gibraltaru zaporą oddzielająca Atlantyk i jego wody wlały się do depresji, jaką stanowił wówczas obszar MŚ, połączenie to było głębsze i szersze niż obecna Cieśnina Gibraltarska. Początkowo sądzono, że stanowiło ono potężny wodospad o wysokości 1000 m. Nowsze badania wykazały jednak, że różnice wysokości nie były tak wielkie. Szacuje się je obecnie na 200–500 m. Uboga, brakiczna fauna została zastąpiona przez pełnomorskie gatunki.

Badania rdzeni wiertniczych wykazały, że warstwy osadowe i wulkaniczne pokrywające sole znajdujące się na dnie basenów i w dolnych częściach skłonów były gwałtownie deponowane, osiągając w niektórych miejscach 1 m na 1000 lat.

Ruchy tektoniczne na obszarze MŚ trwają po dziś dzień. Świadczą o nich zmiany konfiguracji dna, trzęsienia Ziemi, czynny wulkanizm. Np. Morze Tyreńskie, które jeszcze w pliocenie było stosunkowo płytkie, ma obecnie głębokość 3500 m.

Ostatnimi wydarzeniami w omawianym regionie było odsunięcie się, pod koniec trzeciorzędu, Półwyspu Arabskiego od Afryki i powstanie Morza Czerwonego oraz Zatoki Adeńskiej.

#### VI.2.5. Morze Czarne

Morze Czarne jest morzem śródładowym. Znajduje się ono między południowo-wschodnią Europą i Azją Mniejszą. Jedyne połączenie z pobliskim Morzem Śródziemnym prowadzi przez cieśninę Bosfor, niewielkie Morze Marmara i cieśninę Dardanele. Jak na morze śródładowe posiada znaczną głębokość sięgającą 2245 m. Jego powierzchnia wynosi 423 000 km<sup>2</sup>.

Brzegi Morza Czarnego są zasadniczo wyrównane. Jedynie na północnym wschodzie Półwysp Krymski oddziela rozległą, płytką zatokę o głębokości zaledwie 13 m, określaną jako Morze Azowskie. Od właściwego Morza Czarnego oddziela je równie płytka, zaledwie 5 m głębokości, Cieśnina Kerczańska. W północno-zachodniej części morza do głębokości 100–150 m rozciąga się szeroki szelf. Na pozostałym wybrzeżu jest on bardzo wąski, jego szerokość waha się od 10 do 15 m, lub brak go zupełnie i brzeg przechodzi wprost w skłon kontynentalny. W takich rejonach występują jedynie zatopione terasy abrazyjne.

Na krawędzi szelfu, a tam, gdzie go nie ma, na linii brzegu zaczyna się skłon kontynentalny. Nachylenie skłonu jest znaczne i wynosi średnio 29° (na obszarach oceanicznych skłon nachylony jest pod kątem zaledwie 4°). Szelf i Morze Azowskie mają skorupę kontynentalną, natomiast w centralnej części Morza Czarnego skorupa jest oceaniczna.

Na obszarach szelfowych, jak również na południe od półwyspu Kercz częste są piaszki węglanowe, składające się z pokruszonych muszli i innych części szkieletowych organizmów. Tworzą one również plaże i szerokie grzbiety przybrzeżne. Wzdłuż wybrzeży górzystych plaże i przybrzeże pokryte są gruboziarnistym materiałem pochodzącym z lądu, piaskiem kwarcowym, żwirem, różnej wielkości otoczkami i blokami skalnymi. Od głębokości 20 m materiał gruboziarnisty jest zastępowany mułami terygenicznymi. Na krawędzi szelfów rozwinięte są na potężną skalę osuwiska. Ich materiał gromadzi się bądź na skłonie, bądź u jego podnóży. Duże odcinki skłonu są jednak pozbawione osadów współczesnych.

Głębokie dno Morza Czarnego pokryte jest mułami ilasto-wapiennymi. Wyróżnia się trzy główne odmiany: czyste muły węglanowe zawierające ponad 50% CaCO<sub>3</sub>, muły przejściowe (< 20% CaCO<sub>3</sub>) oraz muły ilaste.

Muły węglanowe występują w dwu centralnych obniżeniach w zachodniej i wschodniej części Morza Czarnego. Między nimi rozciąga się w kierunku południkowym pas mułów ilastych o znikomej zawartości węglanu wapnia. Na pozostałej powierzchni dna znajdują się muły przejściowe. Odznaczają się one wyraźną mikrolaminacją lamin jasnych i ciemnych. Powstawanie lamin, podobnie jak ilów warstwowych, związane było z cyklem rocznym. W zimie powstawała jasna lamina węglanowa spowodowana wymieraniem planktonu w lecie i jesieni. Na wiosnę tworzyła się cienka, ciemna lamina ilasta utworzona zwiększonym napływem wód roztopowych, niosących duże ilości zawiesiny ilastej. Grubość lamin w różnych obszarach znacznie się waha, od tysięcznych do dziesiętųjų części milimetra. W ciągu 5000 lat średnia akumulacja osadu ilastego wynosiła 1 m, natomiast węglanowego tylko 10–20 cm. Wszystkie odmiany mułów zawierają znaczne ilości diagenetycznych siarczków żelaza, co świadczy o silnie redukującym środowisku panującym przy dnie i w osadach.



Wymiana wód między Morzem Śródziemnym i Morzem Czarnym odbywa się za pośrednictwem Morza Marmara przez cieśninę Bosfor. W cieśninie tej denny prąd o zasoleniu 36‰ wpływa, a brakiczny prąd powierzchniowy wynosi wody z Morza Czarnego. Pierwszy transportuje rocznie ok. 202 km<sup>3</sup> wody, drugi ok. 348 km<sup>3</sup>, rzeki dostarczają do Morza Czarnego ponad 400 km<sup>3</sup>. Ponad 250 km<sup>3</sup> ulega więc odparowaniu. Wielkości te są jedynie przybliżeniem prawdziwego stanu rzeczy, zmieniają się bowiem z roku na rok.

Pływy na Morzu Czarnym są niedostrzegalne, wynoszą one 8–9 cm, na wschodzie dodatkowe działanie wiatru zwiększa je okresowo do 7 m.

Temperatura wód powierzchniowych w lecie osiąga 25°C (28°C w pobliżu brzegów), w zimie spada do 6–8°C, a w Morzu Azowskim pojawia się lód. W wodach głębokich przez cały rok utrzymuje się 8–9°C.

Przeciętne zasolenie wód powierzchniowych Morza Czarnego wynosi 16–18‰, na większych głębokościach osiąga 21–22‰. Różnice w temperaturze i zasoleniu oraz bardzo słabe mieszanie się wód płytkich i głębokich spowodowały, że w Morzu Czarnym utworzyły się dwie warstwy wody, górna lżejsza i dolna bardziej ciężka. W związku z tym tylko górne 50 m wody są nasycone tlenem i kwitnie w nich życie, głębiej ilość jego spada i na głębokości 100–200 m pojawiają się uwodnione siarczki, świadczące o anerobowym środowisku. W wodach dennych i w wodzie porowej w osadach ich zawartość dochodzi do 6 cm<sup>3</sup>/litr. Występowanie siarczków spowodowane jest obecnością anerobowych bakterii (*Desulforibus aestuarii*) powodujących rozkład materii organicznej oraz bakterii odsiarczających.

Morze Czarne jest najmłodszym morzem świata. Zaczęło się ono formować po ustąpieniu lodowców, kiedy spływające z nich wody spowodowały podniesienie poziomu oceanu wszechświatowego. Pod koniec czwartorzędu na miejscu dzisiejszego morza istniało słodkowodne jezioro, obejmujące 3/4 jego obecnej powierzchni. W najstarszych osadach Morza Czarnego stwierdzono obecność muszli słodkowodnych małży. Powierzchnia jeziora leżała ponad 100 m niżej od progu Bosforu, który oddzielał je od Morza Śródziemnego. Około 10 000 lat p.n.e. było ono odwadniane na zachód wzdłuż obniżenia pozostawionego przez ustępujące lodowce i stopniowo się kurczyło. Ostatecznie jego powierzchnia znalazła się ok. 150 m niżej od poziomu dzisiejszego Morza Śródziemnego.

W latach 70. ubiegłego stulecia panowała ogólna opinia, że przed 9000 lat p.n.e. wody Morza Śródziemnego zaczęły przeciekać przez próg. Przy dnie zaczęła formować się warstwa wody brakicznej, która 2000 lat później stała się anoksyczna, zaczęło się gwałtowne wymieranie organizmów słodkowodnych i powstawanie sapropelu. Poziom morza stopniowo się podnosił do stanu dzisiejszego.

Późniejsze badania przyniosły wiele nowych informacji. Amerykańsko-rosyjska ekspedycja w 1993 r., w osadach pokrywających szelf Morza Czarnego odnalazła pogrzebaną powierzchnię nieciągłości ścinającą starsze utwory. Są to piaski, ropy, żwiry utworzone na równi zalewowej. Rozciągają się one poza krawędź dzisiejszego szelfu. W utworach równi zalewowej znajdują się również osady deponowane w korytach rzek. Ich przebieg świadczy, że były to rzeki meandrujące, uchodzące do jeziora, jakim było wówczas Morze Czarne. Znalezione również plaże jeziorne, żwiry składające się z pokruszonych muszli słodkowodnych małży wyerodowanych z podścielających je piasków. W warstwach ilastych częste są spękania błotne, powstające podczas wysychania łu, wskazują one na środowisko bagniste ich depozycji. Ponadto odnalazła jeziorne terasy brzegowe znaj-



dujące się dziś na głębokości od 93 do 122 m, a u ujść dawnych rzek delty przybrzeżne. Poziom jeziora znajdował się wówczas poniżej dzisiejszej izobaty –110 m. Obszary poza dolinami rzecznyymi pokryte były lesssem. Wiek tych osadów określona na podstawie analizy izotopowej występujących w nich muszli na  $8250 \pm 35$  lat p.n.e., a wiek teras brzegowych i ujść rzek, które znajdują się obecnie na głębokości 95–122 m na  $17\,780 \pm 200$  lat do 9660 lat. Jezioro znajdowało się wówczas 110 m niżej niż obecny poziom morza.

Osadem pokrywającym powierzchnię erozyjną jest ciemny, galaretowaty sapropel powstały z gniącej materii organicznej, zawierający 1,5–8%  $\text{CaCO}_3$ . Warstwa ta nie nosi śladów erozji, pokrywa ona nierówności podłoża. Jej spąg zaznacza pojawienie się zróżnicowanej, euryhalinowej fauny i flory morskiej, która zastąpiła monotony zespół organizmów słodkowodnych i lądowych, żyjących w jeziorze oraz na jego obrzeżach. Ich gwałtowne wymieranie spowodowało powstanie warstwy sapropelu. W warstwach znajdujących się wyżej występują wyłącznie organizmy morskie.

Te i inne odkrycia skłoniły dwu oceanologów W. Pitmana i W. Ryana (1998) do wyrażenia rewolucyjnej tezy, że wdarcie się morza miało gwałtowny charakter. Wody Morza Śródziemnego przedarły się przez próg Bosforu, tworząc gigantyczny wodospad i spowodowały nagły wzrost poziomu jeziora. W opinii autorów była to potężna powódź, która zalała osiedla ludzkie na wybrzeżach jeziora. Zapadła ona głęboko w pamięci ludzkiej i została opisana w sumeryjskiej sadze o Gilgameszu i w biblii jako potop. Na podstawie wieku bezwzględnych pierwszych muszli małży morskich, jakie pojawiają się w osadach, nastąpiła ona 7150 lat p.n.e.

Zwolennikiem tego poglądu jest D.B. Ballard, oceanograf, który badając dno Morza Czarnego, potwierdził tę hipotezę faktami. Wyznaczył on zarys jeziora dokładnie tam, gdzie był on przewidywany, na głębokości 500 m stwierdził obecność utworów brzegowych słodkowodnego jeziora, odnalazł również m.in. zasypane w połowie resztki budowli ludzkich znajdujące się 91–100 m poniżej dzisiejszego lustra wody, w odległości 193 km od brzegu.

O ile zalanie pierwotnego jeziora przez wody morskie nie budzi wątpliwości, o tyle jego data, tempo i wiązanie go z biblijnym potopem wywołało wiele kontrowersji. Przeciwnicy wysunęli szereg zastrzeżeń. Najważniejsze z nich to:

1. Rayan i in. jako datę zalewu przyjęli wiek muszli znajdujących się w spągu warstwy sapropelowej, utworzonej w warunkach euksynicznych. Usunięcie tlenu z wód dennych wymaga jednak czasu, w warunkach Morza Czarnego wynosił on ok. 2 000 lat, początek transgresji musiał więc być znacznie wcześniejszy niż pojawienie się pierwszych małży morskich.

2. Według wyliczeń kaskada Bosforu dostarczała ponad  $50 \text{ km}^3$  wody dziennie, powodując wzrost poziomu jeziora 10 cm/dzień. Na bardziej stromych wybrzeżach południowych brzeg cofał się każdego dnia o ok. 96 m. Ludność i zwierzęta bez trudu mogły opuścić zagrożone miejsca.

3. Całkowite podniesienie się poziomu Morza Czarnego wynosi ok. 122 m. Na tej głębokości, w jego południowej części, brzeg dawnego jeziora znajdował się w odległości 36 km od dzisiejszej linii brzegowej. Morze pokryło lekko nachyloną równinę nadbrzeżną. Nie było ono w stanie zalać większych pagórków a tym bardziej gór, jak to jest przedstawione w opowieści biblijnej.

Według oponentów podnoszenie się poziomu Morza Czarnego było powolne i nie miało charakteru gwałtownego potopu.



akweny Bałtyku Południowego i Środkowego. Na północy, w Zatoce Botnickiej wydzielono akweny Botniku Południowego i Północnego. Osobne akweny stanowią Zatoki Ryska i Fińska.

Bałtyk Południowy składa się z płytkiego (średnio 53 m) Basenu Arkońskiego oddzielonego Ławicą Orlą i wyspą Bornholm od głębszego Basenu Bornholmskiego (105 m). Wschodnią granicę tego basenu stanowi Ławica Środkowa, oddzielona na południu od ładu Rynną Słupską (93 m). Na wschodzie znajduje się Głębia Gdańska (118 m).

Linia brzegowa Bałtyku Południowego tworzy dwie duże zatoki: Zatokę Odrzańską, u wylotu której utworzyła się rozległa Ławica Odrzańska, i Zatokę Gdańską, jej odnogą jest Zatoka Pucka, odgraniczona od otwartego morza Półwyspem Helskim. Na zewnątrz od Zatoki Gdańskiej dno obniża się, tworząc Głębię Gdańską.

Na południowo-wschodnim wybrzeżu Bałtyku mierzeje usypane przez płynący z zachodu prąd przybrzeżny (str. ....) utworzyły Zalewy Wiślany i Kuroński, które łączą się z morzem jedynie wąskimi przesmykami. Są to bardzo płytkie zbiorniki (Zalew Wiślany 2,6 m), leżące u ujść rzecznych, procent wód morskich jest w nich nieznaczny.

Umowna granica między Bałtykiem Południowym i Środkowym przebiega równoleżnikowo od południowego cypla Półwyspu Skanii do wybrzeży Litwy. Bałtyk Środkowy jest najgłębszym akwenem Bałtyku. Na znacznych obszarach jego głębokość przekracza 100 m, w głębi Gotlandzkiej dochodzi do 249 m, a w głębi Landsort nawet do 459 m. Wyspa Gotlandia dzieli Bałtyk Środkowy na wschodni i zachodni. W zachodniej części, przy wybrzeżu Szwecji znajduje się wyspa Olandia, a we wschodniej, u wylotu Zatoki Ryskiej, wyspa Sarema, od której na północ leży trzecia duża wyspa, Hiiuma.

Północną granicę Bałtyku Środkowego stanowią Wyspy Alandzkie. Między Wyspami Alandzkimi a Finlandią rozciąga się, usiane drobnymi wysepkami, płytkie Morze Archipelagowe, o średniej głębokości 23 m. Rzeźbę jego dna urozmaicają krótkie rynny i cieśniny, których głębokość przekracza 60, a maksymalnie dochodzi do 146 m.

Przedłużenie Bałtyku ku północy stanowi Zatoka Botnicka. Średnia głębokość Botniku Południowego wynosi ok. 63 m, a w najgłębszym miejscu osiąga ona 294 m. Nieco płytszy jest Botnik Północny o średniej głębokości 43 m i największej 149 m.

Wymiana wód Zatoki Botnickiej z Bałtykiem Środkowym odbywa się przez dość głęboką cieśninę Kvarken Południowy, oddzielającą płyciznę Wysp Alandzkich od Szwecji. Druga cieśnina, Kvarken Północny, stanowi przejście między Botnikiem Północnym i Południowym. Stanowi ona obniżenie w progu oddzielającym te dwa akweny.

Morze Bałtyckie łączy się z Atlantykiem, a ściślej biorąc, z wchodzącym w jego skład Morzem Północnym, poprzez cieśniny duńskie oraz Skagerrak i Kattegat, które oddzielają Półwysep Jutlandzki od Skandynawii.

Cieśnina Skagerrak jest bezpośrednim przedłużeniem Atlantyku, jej głębokość przekracza 800 m. Na wschód od Jutlandii przechodzi ona w znacznie płytszą cieśninę Kattegat (10–20 m). Kattegat zamknięty jest wyspami duńskimi: Zelandią i Fionią. Łączność z Bałtykiem stanowią trzy cieśniny: Sund oddzielający Skandynawię od Zelandii, Wielki Bełt między wyspami Zelandią a Fionią i Lolland. Między tymi wyspami a Półwyspem Jutlandzkim znajduje się trzecia cieśnina – Mały Bełt. Obszar cieśnin duńskich określany jest jako Morze Bełtów (ryc. 64).



Ryc. 64. Morze Bałtyckie. A – wyspa Aegir

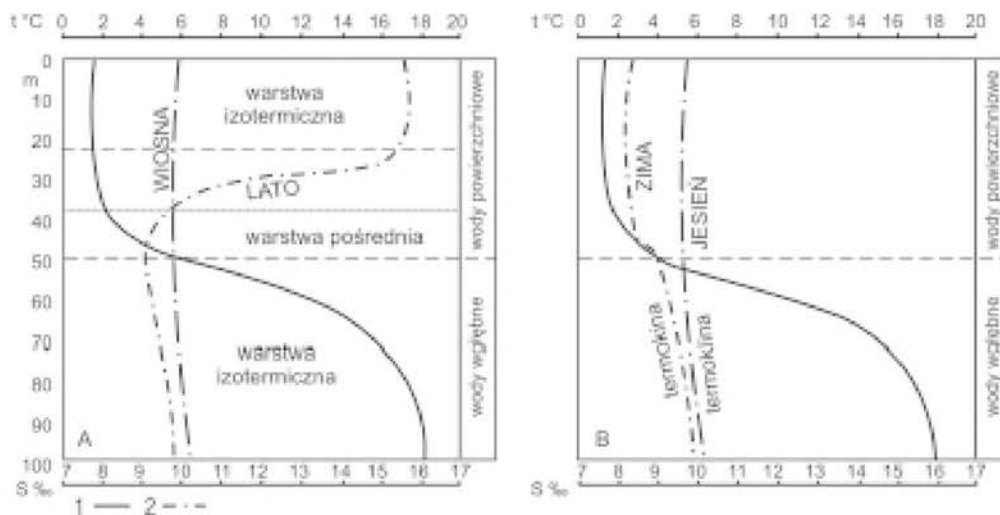
Opuszczając cieśniny duńskie, wkraczamy na Bałtyk Południowy. Morze Beltów stanowi strefę przejściową od wód oceanicznych do słonych wód bałtyckich. Powierzchniowe wody oceaniczne w cieśninie Skagerrak są już nieco rozcieńczone. Zasolenie ich wynosi przeciętnie 29,6‰, w cieśninach duńskich spada do ok. 9‰, w zachodnim Bałtyku obniża się od 8‰, a w zakończeniach zatok Fińskiej i Ryskiej do 2‰. Na naszym wybrzeżu równa się ono średniemu zasoleniu Bałtyku wynoszącemu ok. 7‰. Niskie zasolenie Bałtyku spowodowane jest, z jednej strony, utrudnioną przez płycizny cieśnin duńskich, wymianą wód z oceanem, z drugiej obfitą dostawą wody słodkiej z łąd (rzeki, topniejące śniegi i lody oraz deszcze).

Wody Bałtyku są uwarstwione, ze względu jednak na ich zmienne parametry termohalinowe uwarstwienie to odbiega od istniejącego w wodach oceanicznych (ryc. 65). W Bałtyku wyróżnia się wody powierzchniowe, o stałym zasoleniu i zmiennej temperaturze, których uwarstwienie zmienia się sezonowo, oraz bardziej słone wody głębokie, izotermiczne, nieulegające zmianom w ciągu roku. Jako linię podziału tych wód w Bałtyku Południowym i Środkowym przyjmuje się izohalinę 8‰. W lecie wody powierzchniowe obejmują: letnią wodę powierzchniową, letnią termoklinę i chłodną wodę z ubiegłej zimy. W zimie letnia termoklina zanika. Silnie ochłodzone przy powierzchni wody zaczynają się pogrążać, wywołując w warstwie wody powierzchniowej prądy konwekcyjne.

Wody głębokie składają się z warstwy stałej termokliny o wyraźnym wzroście zasolenia i temperaturze zmieniającej się od 6°C do 4°C. W przypadku napłynięcia cięższych wód oceanicznych pojawia się sporadycznie w wodach przydennych wtórna haloklina.

Bałtyk jest jednak morzem bardzo niespokojnym. Silne i zmienne wiatry oraz niewielka głębokość powodują, że jego wody znajdują się w prawie ciągłym ruchu i przedstawiony powyżej model układu termohalinowego jest stale zaburzany.

Od połowy ubiegłego stulecia (1963 r.) zaobserwowano w najgłębszych miejscach Bałtyku Środkowego, w głębiach Landsort i Gotlandzkiej niedobór tlenu. Pojawił się siar-

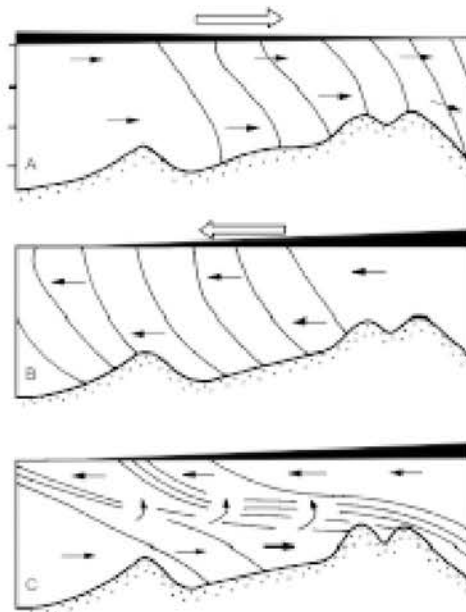


Ryc. 65. Przeciętne warstwowanie termohalinowe wód Bałtyku Środkowego. A – wiosna, lato, B – jesień, zima. S – zasolenie. 1 – haloklina, 2 – termoklina (na podstawie K. Łomniewskiego i in., 1975)

kowodór i nastąpił zanik makrofauny dennej. W następnych latach warunki euksyniczne zaczęły pojawiać się i w innych obszarach. Jest to proces samoczynny, spowodowany nadmierną żyznością środowiska (eutrofizacja), która powoduje bujny rozwój flory, a tym samym wzrost ilości martwej materii organicznej na dnie. Tlen zużywany jest zarówno przez organizmy żywe, jak i na rozkład obumarłych już szczątków. W zagłębieniach, w których woda nie jest wymieniana, dochodzi do niedoboru tlenu. Jego przyczyną jest również zanieczyszczanie wód przez człowieka.

Cyrkulacja wód Bałtyku jest bardzo zmienna, uzależniona w dużej mierze od wiatrów i ciśnienia atmosferycznego. Przeważające wiatry zachodnie spiętrzają wody u wschodnich wybrzeży. Przy pogodzie bezwietrznej z nachylonego w ten sposób zwierciadła wody bałtyckiej spływa powierzchniowy prąd wyjściowy do Morza Północnego. Natomiast dołem przedostaje się z trudem przez płycizny cieśnin duńskich słabszy prąd wejściowy, niosący wody oceaniczne. Wymiana wód jest utrudniona dodatkowo różnicami gęstości wody. Utrzymywanie się takiego stanu rzeczy przez dłuższy okres spowodowałoby wyjałowienie Bałtyku i zanik fauny. Wody oceaniczne bowiem nie tylko utrzymują zasolenie, ale dostarczają również niezbędnego dla życia tlenu. Na szczęście dłuższe okresy ciszy atmosferycznej zdarzają się bardzo rzadko.

W czasie wietrznej pogody transport wód jest, w zasadzie, zgodny z kierunkiem panującego w danym okresie wiatru. Wiatry zachodnie wypychają wody oceaniczne do Bałtyku, w przypadku zaś znacznie rzadszych wiatrów wschodnich zwiększa się wypływ wód bałtyckich (ryc. 66).



Ryc. 66. Wymiana wód w cieśninach duńskich podczas: A – wlew do Bałtyku przy długotrwałych wiatrach zachodnich, B – wypływ z Bałtyku przy sztormach ze wschodu, C – wypływy letnie. Linie skośne oznaczają izohaliny. Linia pogrubiona jednostronnie ukazuje nachylenie zwierciadła morza, strzałki – kierunek ruchu wód, strzałki puste – kierunek wiatrów (na podstawie Łomniewskiego i in., 1975)



Na otwartym morzu transport wód na całej jego powierzchni odbywa się w kierunku panującego w danym okresie wiatru. Szybkość tego ruchu dochodzi do 20 cm/s. Dominujące na Bałtyku wiatry zachodnie i północno-zachodnie, zgodnie z zasadą Ekmana spiętrzają wodę przy południowych wybrzeżach Bałtyku. Spiętrzenie to jest kompensowane przez płynący na wschód prąd wzdłużbrzegowy. Wynikiem jego działalności jest Półwysp Helski (str....). Jest to prąd niestały. W znacznie rzadszych okresach wiatrów wschodnich zostaje on zastąpiony prądem płynącym na zachód.

#### VI.2.6.1. Budowa geologiczna dna Bałtyku

Dno Bałtyku wyścielone jest detrytycznymi osadami czwartorzędowymi i współczesnymi (piaski, muły, ropy). W ich podłożu znajdują się starsze utwory stanowiące kontynuację jednostek geologicznych występujących na przyległych obszarach lądowych.

Morze Bałtyckie znajduje się na pograniczu dwu wielkich segmentów Europy: tarczy skandynawskiej, zwanej również bałtycką, i platformy wschodnioeuropejskiej. Tarcza skandynawska jest najstarszą częścią Europy, na której od prekambriu przeważały ruchy dźwigające, w związku z czym na powierzchni znalazły się metamorficzne i głębinowe skały krystaliczne, uformowane w archaiku i proterozoiku. Na południu i wschodzie budują one podłoże platformy wschodnioeuropejskiej, która sięga do Uralu.

Na obszarze platformy pogrążone skały prekambryjskie zostały przykryte grubą serią osadów paleozoicznych, mezozoicznych i młodszych. Pod koniec proterozoiku na krańcu tarczy utworzyło się w północnej Polsce i północnych Niemczech tzw. obniżenie perybałtyckie, wyścielone osadami uformowanymi na przełomie proterozoiku i kambriu oraz we wczesnym paleozoiku. W rejonie Bałtyku utwory te są nachylone, zgodnie z nachyleniem skłonu tarczy na południowy wschód.

W mezozoiku, na obszarze platformy europejskiej gromadziły się zarówno osady morskie, jak i lądowe. W południowej części Bałtyku zalegają one niezgodnie, na utworach paleozoicznych (ryc. 67).

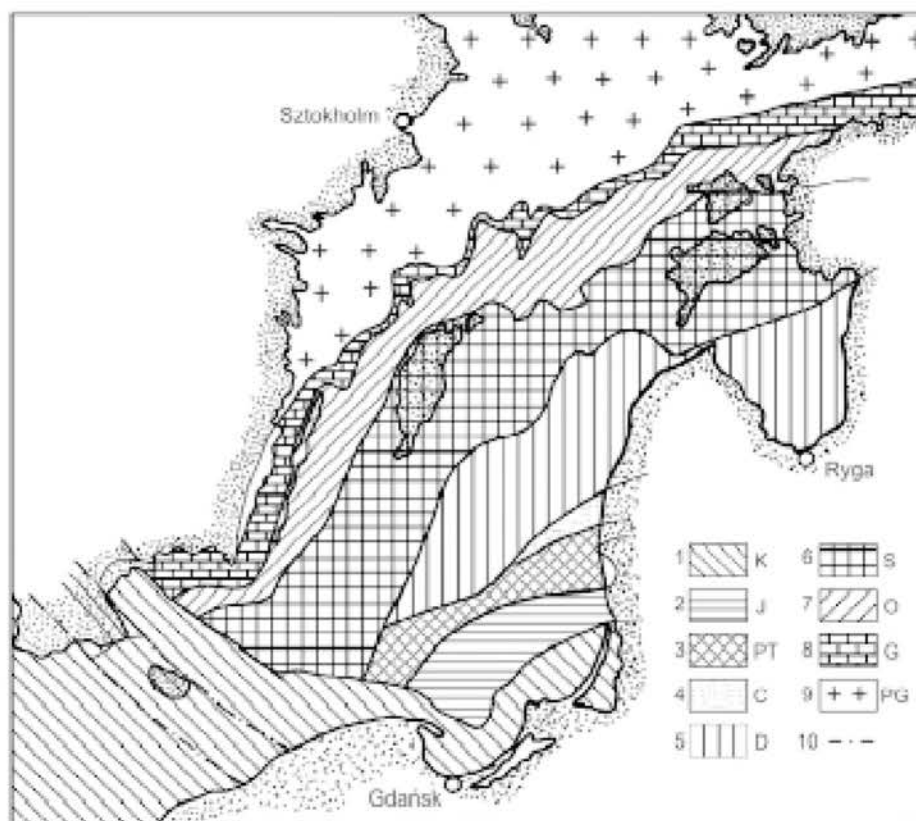
W północno-zachodniej części dna Bałtyku zbudowane jest z prekambryjskich skał tarczy. Na linii biegnącej w poprzek Bałtyku od Zatoki Fińskiej do północnego krańca wyspy Olandii skały prekambryjskie uginają się i są przykryte kolejno utworami kambriu, ordowiku i syluru. Ze względu na ich zróżnicowaną odporność na erozję, wychodnie tych skał tworzą progi, zwane glintami. W południowej części Bałtyku skały paleozoiczne są przykryte przez leżące na nich osady permu i mezozoiku.

Zupełnie inną budowę geologiczną ma dno południowo-zachodniego skrawka Bałtyku. Zachodnią granicę platformy wschodnioeuropejskiej stanowi strefa głębokich uskoków o kierunku północny zachód, południowy wschód. Jest to tzw. linia Teisseyre'a–Tornquista (linia T–T). Linia T–T przebiega przez obszar środkowej Polski i w rejonie Koszalina wkracza na obszar Bałtyku. Oddziela ona sztywną od czasów prekambriu platformę od uformowanej w paleozoiku części Europy. Linia ta ciągnie się przez zachodnią część południowego Bałtyku do półwyspu Skanii w Szwecji. Na zachód od niej pod utworami mezozoicznymi znajdują się skały dolnego paleozoiku, intensywnie sfałdowane w orogenezie kaledońskiej\*, w czasie której uformowały się m.in. Góry Skandynawskie.

---

\*Orogeniza kaledońska – górotwórcze ruchy fałdowe na przełomie syluru i dewonu.



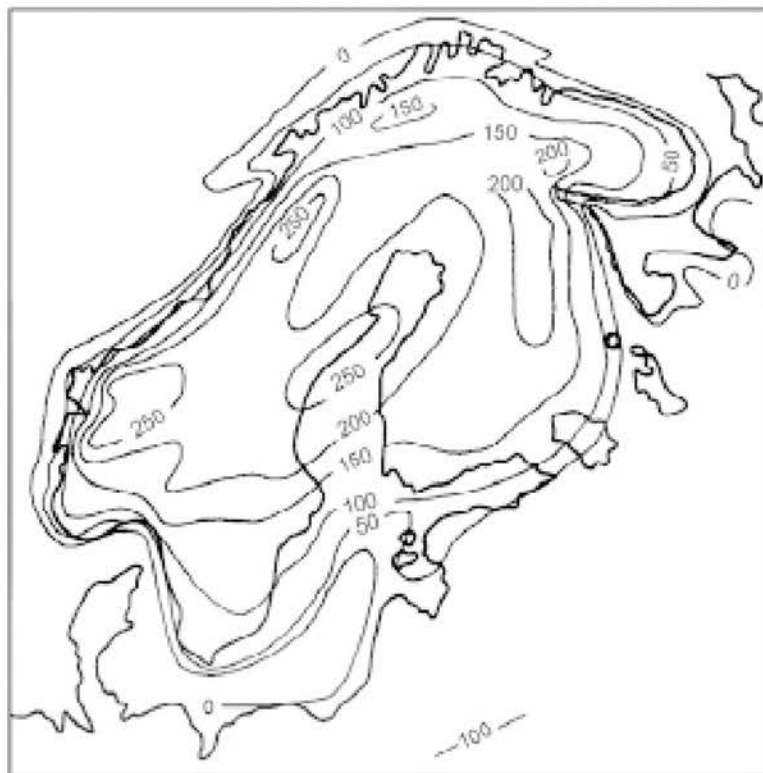


Ryc. 67. Szkic geologicznej budowy Bałtyku (bez trzeciorzędu) na podstawie W.K. Gudelisa, J.K. Jemielianowej, 1982). 1 – kreda, 2 – jura, 3 – permotrias, 4 – karbon, 5 – dewon, 6 – sylur, 7 – ordowik, 8 – kambr, 9 – prekamb, 10 – linie uskoków

Struktury fałdowe zostały następnie speneplenizowane (wyrównane przez erozję) i przykryte osadami permu i mezozoiku. Deformacje tektoniczne fazy laramijskiej na granicy kredy i trzeciorzędu spowodowały, że zapadają one na południowy wschód.

#### VI.2.6.2. Historia Bałtyku

Dzisiejszy Bałtyk zaczął się formować w okresie zaniku ostatniego zlodowacenia na pograniczu plejstocenu i holocenu. W plejstocenie ciężar lądolodu spowodował znaczne obniżenie Skandynawii, która po jego ustąpieniu zaczęła się izostatycznie podnosić (ryc. 68). Początkowo (16 000–8000 lat p.n.e.) ruch ten był dość szybki, jego prędkość wynosiła 18–26,5 mm/rok. Przebiegał on jak fala za cofającym się czołem lądolodu. W efekcie odprężania nastąpiło odmłodzenie starych linii dyslokacyjnych i zróżnicowane ruchy poszczególnych bloków. Z upływem czasu tempo dźwigania stopniowo malało. Obecnie wynosi ono średnio 1,1 mm/rok, najszybciej (9 mm/rok) podnosi się rejon Zatok Botnickiej.

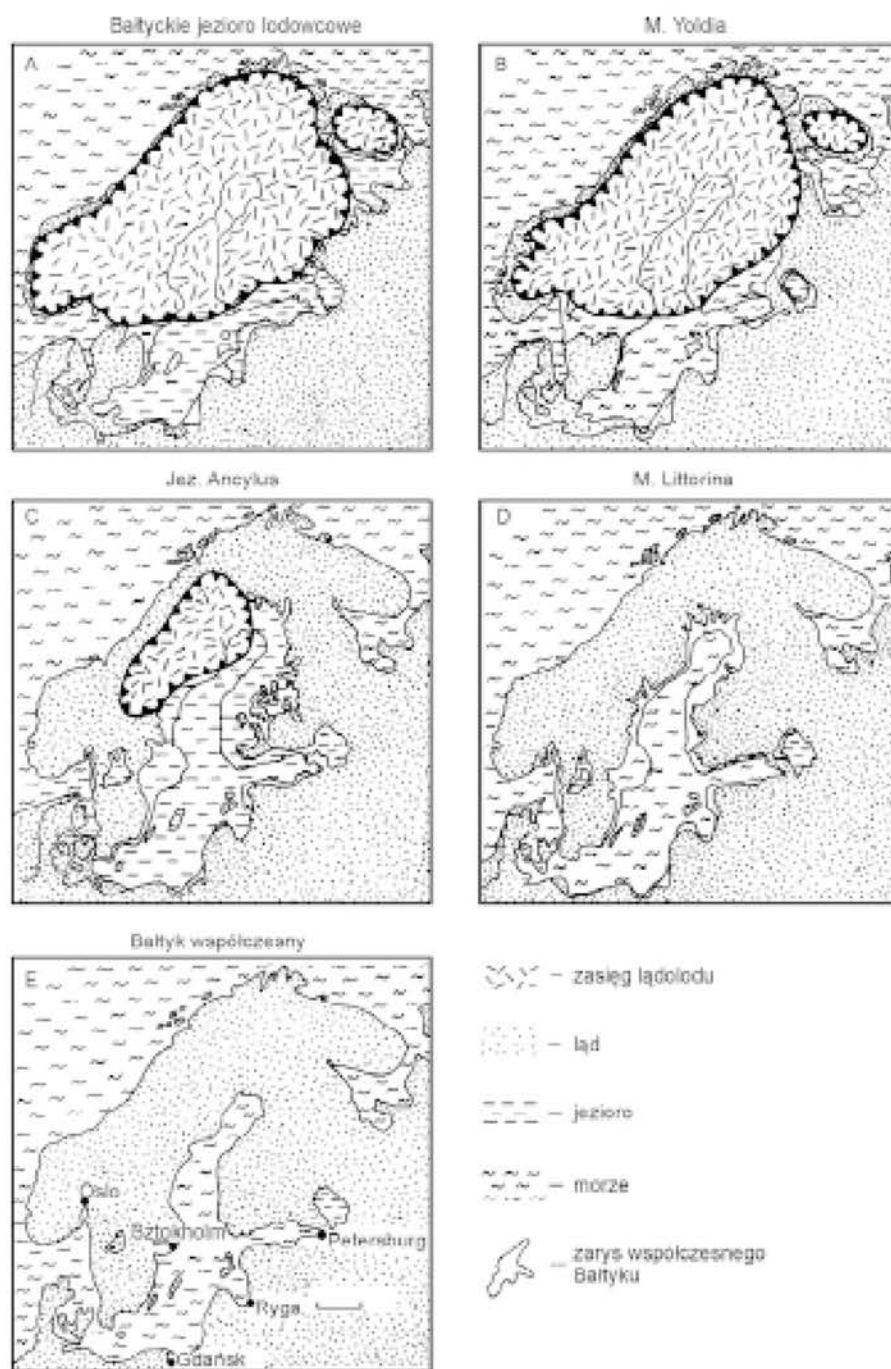


Ryc. 68. Obecna szybkość ruchów dźwigających Skandynawii

W plejstocenie obszar niecki bałtyckiej i rejonu sąsiednie objęte były czterema zlodowaceniami przedzielonymi okresami cieplejszego klimatu, tzw. interglacjami powodującymi kurczenie się lądolodu. Spływające z krawędzi lądolodu wody tworzyły liczne, różnej wielkości jeziora przylodowcowe lub w przypadku połączenia z oceanem, zbiorniki morskie. Wcześniej, na miejscu dzisiejszego Bałtyku, był ląd z gęstą rzeczno-jeziorną siecią hydrograficzną, odprowadzającą wody spływające ze Skandynawii i Niziny Europejskiej poprzez Kattegat do Atlantyku lub na południe do plioceńskiego jeziora w Kotlinie Warszawskiej.

Pod koniec plejstocenu powstało Bałtyckie Jezioro Lodowcowe (ryc. 69). Po ustąpieniu lodowca pierwszy zbiornik morski powstał w interglacjale mazowieckim (400–350 tys. lat p.n.e.). Lądolód cofnął się, uwalniając od lodu południową część niecki bałtyckiej, do której wlały się wody oceaniczne, tworząc tzw. Morze Holsztyńskie.

Kolejny zbiornik morski utworzył się w interglacjale eemskim (ok. 120 tys. lat p.n.e.). Transgresja morska przyszła od Morza Północnego. Morze Emskie (zwane również Morzem Tychnowskim) miało znacznie większy zasięg niż dzisiejszy Bałtyk. Wypełniało ono szerokie ujścia rzek spływających z południa. Wzdłuż Wisły zalało ono dolne Powiśle, Wyżynę Elbląską i dochodziło do linii Kwidzyń–Inowrocław–Morąg. Było to morze dość ciepłe, znajdujące się w cieplejszej odmianie klimatu umiarkowanego. Temperatura jego wód była zbliżona do obecnej temperatury wody w Zatoce Biskajskiej.



Ryc. 69. Główne stadia rozwoju Bałtyku (na podstawie M. Eronen, 1990, zmienione). A – Bałtyckie jezioro lodowcowe (11 800 lat p.n.e), B – Morze Yoldia (10 250 lat p.n.e), C – Jezioro Ancylus (9 100 lat p.n.e), D – Morze Litorina (7 200 lat p.n.e), E – współczesne kontury Bałtyku wrysowane na A, B, C, D

W początkach ostatniego zlodowacenia, zlodowacenia Wisły, nastąpiło krótkie ocieplenie klimatu (50–25 tys. lat p.n.e.), w czasie którego utworzyło się chłodne Morze Portlandzkie łączące się z Morzem Północnym i poprzez jeziora Ładoga i Onega z Morzem Białym. Pod koniec plejstocenu, w okresie zaniku zlodowacenia Wisły, zaczęły działać dwa niezależne od siebie procesy: izostatyczne wznoszenie się Skandynawii i eustatyczne podnoszenie poziomu oceanu, zasilanego wodami z topniejącej czasy lodowej.

Okolo 14 tys. lat p.n.e. rozpoczęła się deglacja obszaru Bałtyku. W początkowym stadium tego okresu, na przedpolu cofającej się krawędzi lądolodu utworzyło się przez połączenie zastoiskowych jezior peryglacialnych Bałtyckie Jezioro Lodowe (ok. 12 700 lat p.n.e.), rozpoczynające historię dzisiejszego Bałtyku. Było ono odcięte od Morza Północnego barierą lądową istniejącą w miejscu współczesnej cieśniny Kattegat i Morza Białego oraz sięgało na wschód do Zatoki Fińskiej, poprzez którą docierało do jezior Ładoga i Onega.

Bałtyckie Jezioro Lodowcowe zostało zastąpione (ok. 10 000 lat p.n.e.) przez Morze Yoldiowe (nazwa pochodzi od morskiego małża żyjącego w tym morzu – *Yoldia arctica*). Morze Yoldiowe rozciągało się wzdłuż południowo-wschodniej krawędzi lądolodu i łączyło poprzez środkową Szwecję z Morzem Północnym.

Dźwiganie się Skandynawii zablokowało jednak dopływ wód oceanicznych i Morze Yoldiowe zaczęło się wysładzać. Ten okres przejściowy został nazwany morzem Echineis (*Echineis* – rodzaj okrzemki). W rezultacie na obszarze bałtyckim powstało (ok. 9000 lat p.n.e.) kolejne jezioro, Jezioro Ancylusowe\* (*Ancylus fluviatilis* – słodkowodny ślimak). Wody tego jeziora spływały rzekami poprzez środkową Szwecję i spadały wodospadami do zlewni Morza Północnego. Jezioro Ancylusowe miało w ogólnych zarysach kształt zbliżony do współczesnego Bałtyku, a powierzchniowo było nawet nieco od niego większe.

Pod koniec jego istnienia do Jeziora Ancylus zaczęły przenikać wody oceaniczne, co spowodowało jego niewielkie zasolenie. Ten słonawowodny zbiornik został nazwany morzem Mastogloi (*Mastogloia* – rodzaj okrzemki).

Wzrost ogólnego poziomu oceanów wskutek postępującej deglacji doprowadził do przekształcenia się Jeziora Ancylusowego w Morze Litorinowe\* (*Littorina littorea* – ślimak). Rozpoczęło się ono tworzyć ok. 7700 lat p.n.e. i pełny swój rozwój osiągnęło ok. 6000 lat p.n.e. W tym okresie zaczął formować się Półwysep Helski. Był to okres holoceńskiego optimum klimatycznego i ostatecznego stopienia lądolodu skandynawskiego. Zasolenie Morza Litorynowego wynosiło 8–15‰, a więc więcej niż współczesnego Bałtyku, którego zasolenie nie przekracza 8‰.

Morze Litorinowe było bezpośrednim poprzednikiem obecnego Bałtyku. Transgresja morska nastąpiła wskutek jednoczesnego podnoszenia się północnej części Skandynawii i uginania się obszaru południowego Bałtyku oraz eustatycznego podnoszenia się poziomu oceanów. Zmiany zarysów wybrzeża, jakie zaszły po ukształtowaniu się Morza Litorynowego, doprowadziły do powstania dzisiejszych zarysów Bałtyku. W tym okresie wyróżnia się dwa zasadnicze stadia. W pierwszym z nich doszło, w wyniku ruchów eustatycznych, do zawężenia pierwotnie znacznie szerszego połączenia z Atlantykiem do rozmiarów dzisiejszych cieśnin duńskich. Było to stadium Morza Limnea\* (*Lymnaea peregra* – ślimak), które rozpoczęło się ok. 4200 lat p.n.e., natomiast drugie, Morze Mya (*Mya arenaria* – małż) jest stadium, w jakim znajduje się obecnie Bałtyk.

---

\*Gwiazdkami oznaczono nazwy etapów wywodzące się od gatunków, których znaczenie stratygraficzne budzi obecnie poważne wątpliwości. Jak dotąd, nie zostały one jednak formalnie zmienione.

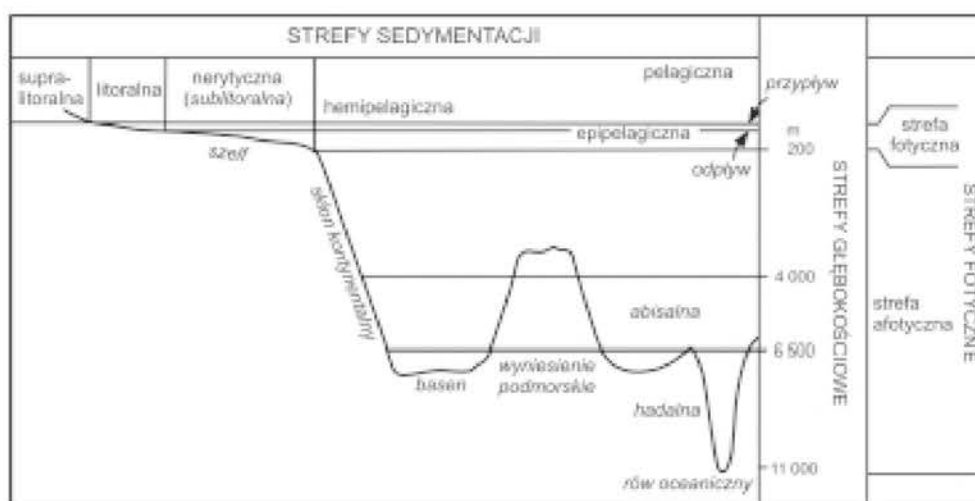
## Rozdział VII

# Morskie środowiska sedymencyjne

Środowisko sedymencyjne jest to obszar gromadzenia się osadów wraz z jego cechami fizycznymi, chemicznymi i biologicznymi, które wpływają na zachodzące w nim procesy sedymencyjne i osady powstające w wyniku tych procesów.

### VII.1. Podział środowisk morskich i fauny

Najbardziej ogólny podział środowisk sedymencyjnych opiera się zasadniczo na dwu podstawowych kryteriach: głębokości dna i intensywności dostawy materiału terygenicznego, od których zależą, w mniejszym lub większym stopniu, inne czynniki środowiskowe, takie jak energia wód, rodzaj i szybkość sedymentacji, naświetlenie i temperatura wody, zespół organizmów i inne. Ze względu na pierwsze kryterium wyróżnia się następujące strefy głębokości: litoralną, nerytyczną, batialną, abisalną i hadalną (ryc. 70).



Ryc. 70. Morskie środowiska sedymencyjne i strefy głębokościowe

Strefa litoralna mieści się zasadniczo między liniami średniego przypływu i odpływu morza, jest ona określana również jako strefa eulitoralna, w odróżnieniu od wydzielanej niekiedy dodatkowo strefy supralitoralnej, znajdującej się ponad linią średniego przypływu. Jest ona zalewana podczas sztormów lub maksymalnych przypływów, a w okresach spokojnego morza jedynie spryskiwana rozbryzgiem fal.

Strefa nerytyczna obejmuje swoim zasięgiem głębokości do 130–200 m. Jej dolną granicę wyznacza krawędź szelfu. Dla biologów oznacza ona całkowitą toń wody.

Strefa batialna rozciąga się od krawędzi szelfu do głębokości ok. 4000 m. W jej obrębie znajduje się skłon kontynentalny, podniesienie przedkontynentalne i płytsze części basenów oceanicznych.

Strefa abisalna obejmuje głębokości od 4000 do 6500 m. Mieści się w niej większość głębokich den oceanicznych. Poniżej 6500 m znajduje się strefa hadalna.

Głębokości hadalne występują w rowach oceanicznych.

Strefami wydzielanymi na podstawie udziału w składzie osadów materiału terygenicznego pochodzącego bezpośrednio z lądu, są:

- strefa litoralna pokrywająca się z analogiczną strefą głębokościową;
- strefa sublitoralna znajdująca się zasadniczo na głębokościach nerytycznych;
- strefa hemipelagiczna usytuowana jest w sąsiedztwie kontynentów i w związku z tym osady w tej strefie składają się w znacznej mierze ze stosunkowo gruboziarnistego materiału terygenicznego.

Osady hemipelagiczne pokrywają skłon kontynentalny, podniesienie przedkontynentalne i położone w sąsiedztwie lądów baseny oceaniczne. Dużą rolę w ich formowaniu odgrywają prądy zawieszinowe.

Strefa pelagiczna jest to strefa otwartego oceanu. Należą do niej obszary oceaniczne, do których w zasadzie nie dociera materiał terygeniczny. W osadach pelagicznych materiał ten stanowi nieznaczną domieszkę i ograniczony jest do najdrobniejszych cząstek ilastych zawieszonych w wodzie morskiej. W naukach biologicznych używany jest termin „pelagial” na oznaczenie toni wodnej poza granicą szelfu.

Strefy hemipelagiczna i pelagiczna nie są przywiązane do określonych głębokości. I tak, strefa pelagiczna, która obejmuje zasadniczo dno głębokich basenów oceanicznych, może pojawiać się również na głębokościach nerytycznych, np. na izolowanych wyniesieniach dna oceanicznego, sięgających blisko do powierzchni morza. Podobnie osady hemipelagiczne spotykane są zarówno na skłonie kontynentalnym, jak i na głębokościach batialnych, abisalnych i hadalnych. Występowanie ich zależy od konfiguracji dna oceanicznego i dostawy materiału grubiej ziarnistego z obszarów macierzystych.

## **VII.2. Środowiska przybrzeżne**

Współczesne środowiska przybrzeżne zdominowane są przez sedymentację klastyczną. Do morza dociera z lądu rocznie ok. 20<sup>9</sup> ton materiału ziarnistego. Przeważająca jego część (85–90%) jest dostarczana przez rzeki, przy czym 1/4 tego materiału donoszą cztery rzeki: Huang Ho, Ganges, Brahmaputra i Jangcy. Udział lodowców w dostawie materiału terygenicznego wynosi 7%, wód podziemnych 1–2% i wiatrów mniej niż 1%. Przeważająca część tego materiału zostaje zatrzymana w pobliżu linii brzegowej, na szelfie



i w morzach marginalnych. Stosunkowo niewielka jego ilość (ok. 20%) jest wyrzucana poza krawędź szelfu i gromadzi się na skłonie kontynentalnym i u jego podnóża, wchodząc w skład osadów hemipelagicznych. Najdrobniejsze cząstki frakcji ilowej są wynoszone przez fale i prądy na obszary otwartego oceanu i wchodzą w skład osadów pelagicznych.

Na granicy morza i lądu, ze względu na dynamikę wód, wyróżnia się trzy strefy: nadbrzeże, brzeg i przybrzeże. W tym podziale jako brzeg określa się pas lądu zalewany bądź odsłaniany w zależności od intensywności falowania. Szerokość brzegu określa zasięg fal sztormowych. Od strony morza sąsiaduje z nim przybrzeże. Znajduje się ono stale pod wodą. Osady i formy dna w tej strefie są kształtowane przez fale. Procesy sedymentacyjne zachodzące w tych dwu strefach są ściśle z sobą powiązane.

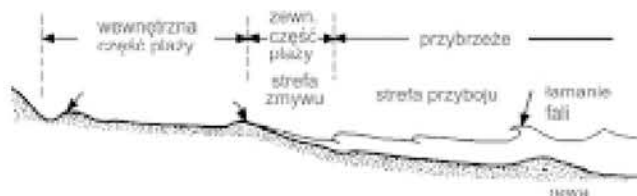
Wykształcenie strefy brzegowej zależy od wielu czynników, takich jak rzeźba brzegu i przyległego do niego dna morskiego, procesów sedymentacyjnych, warunków klimatycznych, dynamiki morza oraz pokrywających ją osadów. Strefa poza zasięgiem fal sztormowych, określana jako nadbrzeże, zajęta jest często przez nadmorskie wydmy eoliczne, usypane z piasku wywiewanego ze strefy brzegowej. Do najbardziej charakterystycznych środowisk sedymentacyjnych strefy brzegowej należą: plaże, estuaria, delty i laguny. W zależności od ich rozwoju i zajmowanego przez nie obszaru mogą być one przyjmowane jako środowiska samodzielne lub jedynie jako elementy innych środowisk sedymentacyjnych.

#### VII.2.1. Plaże i przybrzeże

Plażami nazywane są brzegi zbiorników wodnych (mórz, jezior, a kolokwialnie również rzek), zbudowane z piasku, żwiru lub otoczek. W tej książce zostaną omówione jedynie plaże nadmorskie.

Plaże nadmorskie są kształtowane przez działalność fal, pływów i dostawy materiału piaszczystego. Warunkami sprzyjającymi ich rozwojowi są: obfita dostawa materiału ziarnistego, łagodne nachylenie powierzchni przybrzeża oraz brak lub słaba działalność pływów. Profil plaży podlega ustawicznym zmianom spowodowanym zmienną intensywnością falowania. Wielkie sztormy mogą całkowicie przekształcić jej wygląd w ciągu jednego dnia.

Modelowy profil plaży przedstawia ryc. 71. Wewnętrzna, bliższa lądowi jej część jest zalewana jedynie podczas sztormów. Ma ona formę mniej więcej poziomego spłaszczenia. Na krawędzi zasięgu fal sztormowych powstaje zazwyczaj piaszczysty wał burzowy, za którym znajduje się nadbrzeże. Część zewnętrzną plaży stanowi wyraźnie nachylony



Ryc. 71. Modelowy profil plaży



ku morzu, wąski stok plaży (zwany też czołem plaży). W normalnych warunkach wyższa część stoku jest na przemian zalewana i odsłaniana przez wodę, część dolna znajduje się stale pod wodą. Oscylacyjne fale oceaniczne, wkraczając na płytką przybrzeżną, ulegają załamaniu i przekształcają się w fale postępujące tzw. grzywacze (rozdz. ....). Na linii brzegu przekształcają się jeszcze raz i wysyłają na plażę płaską falę postępującą. Jest to zmyw wstępujący. Część wyrzuconej wody wsiąka w piasek plaży, część wraca z powrotem do morza jako zmyw powrotny (zstępujący). Dolną granicą plaży jest rywna, jaka tworzy się u podnóża stoku, w miejscu, gdzie fale przekształcają się w potoki zmywów.

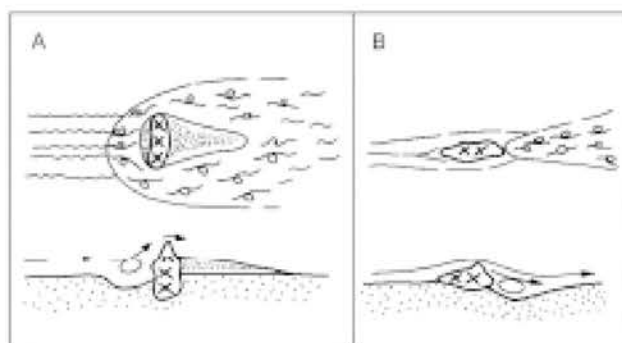
Oba zmywy kształtują stok plaży. Szerokość i kąt jego spadku zależy od przepuszczalności podłoża. W przypadku, gdy jest on zbudowany z materiału gruboziarnistego, który odznacza się dużą przepuszczalnością, większość zmywu wstępującego wsiąka więc w podłoże, powodując osłabienie spływu powrotnego. Znaczna część wyrzuconego przez fale piasku pozostaje na skłonie, który jest wtedy wąski i bardziej stromy. W przypadku zaś plaż pokrytych mniej przepuszczalnym osadem, zmywy powrotne są silne i spłukują z powrotem do morza znaczną część piasku przyniesionego przez fale, czego wynikiem jest łagodne nachylenie i co za tym idzie, większa szerokość czoła plaży. Np. nachylenie stoków plaż zbudowanych z średnioziarnistego piasku wynosi ok.  $3^\circ$ , zaś w przypadku plaż żwirowych osiąga ok.  $20^\circ$ .

W strefie zmywu powstaje na powierzchni osadu wiele nietrwałych form. Należą do nich:

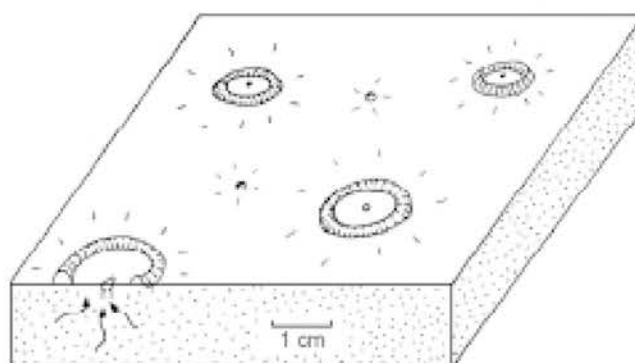
- sierpy plażowe (ryc. 72); są to połączone z sobą półksiężycowe, otwarte w stronę morza niewielkie nasypy piaszczyste, rozdzielone zatoczkami. Ciągą się one, w równomiernych odstępach, wzdłuż górnej części stoku plaży. Formy te powstawały prawdopodobnie wskutek interferencji nadbiegających fal;
- ślady opływania (ryc. 73), zagłębienia utworzone wokół większych przedmiotów przez spływającą wodę. Bruzdki ściekowe, małe rozwidlające się rowki, którymi podczas odpływu spływa woda z nasyczonej nią plaży;
- bąble gazowe (ryc. 74), ślady ucieczki powietrza z osadu i rzadkie riplemarki (str.....).



Ryc. 72. Sierpy plażowe



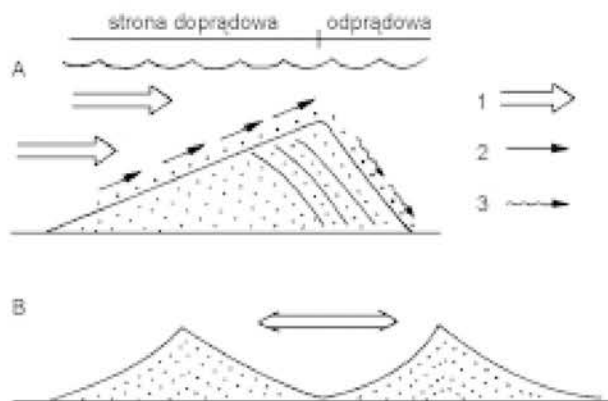
Ryc. 73. Ślady opływania. Układ linii prądowych (plan i przekrój) w zależności od kształtu przeszkody. A – przeszkoda ustawiona poprzecznie w stosunku do spływu wody, za przeszkodą gromadzi się piasek tworzący niewielkie wzniesienie. B – wydłużona przeszkoda równoległa do spływu, za przeszkodą powstaje bruzda



Ryc. 74. Bąble gazowe

Riplemarkami nazywamy formy dna mające postać niewielkich grzbiecików usypanych przez prąd wody (riplemarki prądowe), falowanie (riplemarki falowe) lub wiatr (riplemarki eoliczne). Są one rozmieszczone rytmicznie na powierzchni pokrytej luźnym piaskiem. Rozmiary riplemarków mogą być bardzo różne, od drobnych form centymetrowej wysokości i długości do form, których wysokość osiąga 1 m i więcej, a długość jest odpowiednio większa. W podobnych granicach waha się również odstęp między riplemarkami.

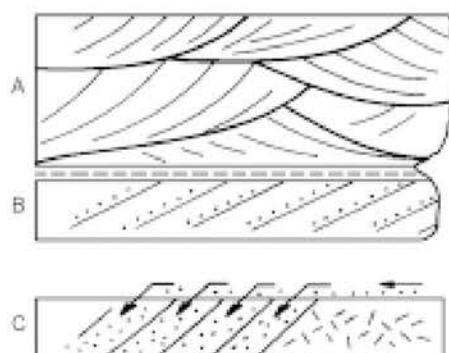
Ze względu na kształt przekroju poprzecznego riplemarki dzieli się na symetryczne i asymetryczne (ryc. 75). Riplemarki utworzone przez fale mają przekroje symetryczne, a ponadto odznaczają się zaokrąglonymi grzbietami. Przekroje riplemarków utworzonych przez prąd i wiatr (riplemarki eoliczne) są asymetryczne. Ich zbocza podprądowe są bardziej łagodne niż zbocza przeciwnie, a krawędzie riplemarków ostro zarysowane. Oba typy riplemarków różnią się od siebie również budową wewnętrzną. Składają się one



Ryc. 75. Riplemarki. A – asymetryczny (prądowy), B – symetryczny (falowy). 1. kierunek ruchu wody, 2. – wleczenie ziarn i erozja, 3. – lawinowe osypywanie się ziarn

z licznych, cienkich warstewek określanych jako laminy, które w przypadku riplemarek falowych ułożone są po obu stronach riplemarka równoległe do jego powierzchni. Taki układ lamin spowodowany jest oscylacyjnym ruchem fal. W riplemarkach asymetrycznych laminy zapadają w kierunku ruchu tworzącego je prądu. Na zboczu podprądowym następuje erozja, ziarna są wleczone ku krawędzi riplemarka, gdzie przesypują się na jego drugą stronę, formując kolejne laminy. Proces ten prowadzi do migracji riplemarka w dół prądu. Wędrujące riplemarki nakładają się na siebie, tworząc tzw. warstwowanie przekątne (ryc. 76). W osadach kopalnych, na podstawie ułożenia lamin warstwowania przekątnego, można zrekonstruować kierunek transportu materiału, z którego została zbudowana skała.

Ze względu na ukształtowanie strefy przybrzeżnej, wybrzeża plażowe dzielimy na rewowe i bezrewowe. Na wybrzeżach rewowych występuje kilka podwodnych wałów piaszczystych zwanych rewami. Rewy ułożone są zwykle równoległe, rzadziej nieco skośnie, do linii brzegu. Powstają one w miejscu łamania się fal (rozdz.....). Na wybrzeżach



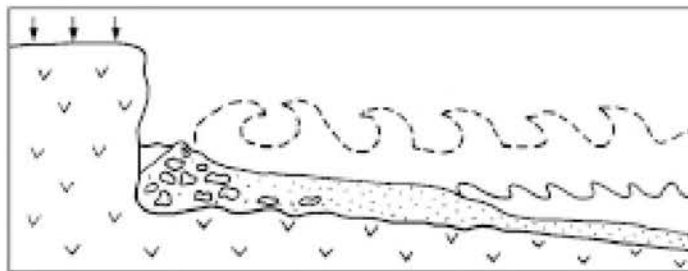
Ryc. 76. Warstwowanie przekątne. A – rynnowe, powstałe przez nakładanie się riplemarek, B – płaskie, utworzone przez osypywanie się ziarn z krawędzi wyniosłości na dnie, C – mechanizm powstawania płaskiego warstwowania przekątnego

rewowych fale łamią się kilkakrotnie. Fala złamana nad pierwszą rewą odtwarza swój oscylacyjny charakter i łamie się powtórnie, tworząc kolejny wał. Wysokość rew wnosi kilka metrów. Ich przekroje poprzeczne są asymetryczne. Nachylenie stoków odlądowych dochodzi do  $25^{\circ}$ – $35^{\circ}$ , natomiast stoki odmorskie są znacznie łagodniejsze. Wybrzeża rewowe powstają na ogół w obszarach poddanych falowaniu o umiarkowanej energii i pływom o niewielkiej skali. Na wybrzeżach bezrewowych dno morza ma zasadniczo wyrównaną powierzchnię. Jedynie w strefie łamania się fal występuje jedna niska rewa.

Nie wszystkie brzegi morskie pokryte są piaskiem. Mogą być one zbudowane z każdego dostępnego materiału klastycznego, od gruboziarnistego pyłu po grubokalibrowy żwir, a nawet wielkie bloki skalne. W klimatach tropikalnych przeważają cząstki węglanowe pochodzenia organicznego, pokruszone lub całe elementy szkieletowe mięczaków, koralowców i in. organizmów.

### VII.2.2. Brzegi erozyjne

Erozja morska atakuje przede wszystkim strome wybrzeża, graniczące z morzem, którego głębokość pozwala na swobodny rozwój fal. Na takich wybrzeżach fale uderzają o brzeg z całą swoją energią, wytwarzając pionowe urwisko, zwane klifem (ryc. 77). Pomiary ciśnienia, wywieranego przez fale na brzeg, na wybrzeżach Szkocji wykazały, że w okresie letnim wynosi ono przeciętnie ok.  $300 \text{ kg/m}^2$ , w zimie osiąga nawet  $10\,000 \text{ kg/m}^2$ , a w okresach sztormowych może być nawet trzykrotnie wyższe.



Ryc. 77. Klif

Przybój fal podcina klif, który przesuwa się w głąb lądu. Oderwane bloki skalne są przetaczane i kruszone przez fale. Ścierają się one nawzajem o siebie i szlifują podłoże, wytwarzając przed ścianą klifu platformę abrazyjną. W miarę poszerzania się platformy energia fal słabnie. U stóp klifu gromadzi się gruz skalny, który nie może być spłukany w całości do morza i tworzy wał brzegowy. Chroni on klif przed dalszą erozją. Materiał wyrzucany na głębszą wodę formuje nasyp. Wyrównana przez fale powierzchnia nasypu stanowi terasę akumulacyjną.

### VII.2.3. Estuaria

Estuariami nazywane są lejkowate ujścia rzek, w których następuje mieszanie się wód słodkich i morskich. Powstały one w czasie transgresji holocenińskiej, wskutek zalania przez morze dolnych odcinków dolin rzecznych.

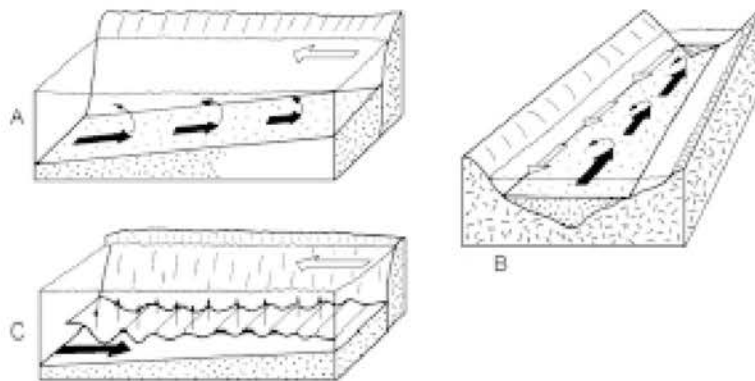
Rzeki dostarczają rocznie do mórz ok. 20 miliardów ton osadów. Większość tego materiału jest zatrzymywana w estuariach i deltach, stosunkowo niewielka jego ilość jest deponowana na szelfie. Wyjątek pod tym względem stanowi Amazonka, której debit jest większy niż napływ wód pływowych, woda słodka wypływa daleko na szelf i składa niesiony materiał na jego krawędzi.

Cyrkulacja wody w estuariach kontrolowana jest przez pływy. W związku z tym wyróżnia się dwa typy estuariów (ryc. 78). Typ A stanowią estuaria, w których pływy są nieobecne, typ B estuaria pływowe.

W estuariach typu A warstwa wody rzecznej rozprzestrzenia się na warstwie słonej wody morskiej, która wdziera się w formie klina. Częściowe mieszanie się wody rzecznej z morską spowodowane jest falami wewnętrznymi, jakie powstają na powierzchni oddzielającej te dwie masy wody. Ubytek słonej wody uzupełniany jest dopływem z oceanu. Zasięg wody morskiej w estuariach tego typu zależy od ilości wody dostarczanej przez rzekę, im debit rzeki jest większy, tym mniej wody słonej dopływa do estuarium.

Wody pływowe, wdzierające się do estuarium typu B, odznaczają się dużą turbulencją, wskutek czego następuje intensywne mieszanie się wody słodkiej i słonej. W rezultacie granica między warstwami tych wód staje się gradacyjna. W trakcie mieszania wody morskie wznoszą się i wzbogacają warstwę wody słodkiej, w efekcie masa wody wypływającej z estuarium jest większa niż masa wody dostarczanej przez rzekę.

Głównym źródłem materiału osadowego gromadzącego się w estuariach są rzeki. Mniejszą rolę odgrywa materiał wyerodowany z pobliskiego wybrzeża oraz materiał organiczny wyprodukowany w estuarium. Niesione przez rzekę w zawieszinie ziarna, frakcji piaszczystej i pyłowej, opadają w miarę słabnięcia prądu rzeczno-ego. Cząstki ilaste



Ryc. 78. Estuaria. A, B – przekrój i widok estuarium, napływy wód morskich słaby, C – estuarium z silnymi pływami morskimi. Czarna strzałka napływ wody morskiej, biała – wody słodkiej (na podstawie J. Kennetta, 1982)

ulegają flokulacji, czyli zlepianiu się w większe agregaty pod wpływem sił elektrolitycznych, jakie powstają na granicy wody słodkiej i słonej. Agregaty rosną i po osiągnięciu odpowiedniej wielkości opadają na dno. Przyjmuje się, że zasolenie 2–5‰ jest wystarczające, aby spowodować ten proces. Zatrzymywanie najdrobniejszego materiału osadowego w estuariach sprawia, że wody przybrzeżne zawierają stosunkowo mało zawiesiny. Pewną rolę w składzie osadów odgrywa również materiał organiczny reprezentowany głównie przez grudki fekalne organizmów zasiedlających esturium.

W estuariach typu A warstwa wody morskiej ma formę klina, cieniejącego w górę rzeki. Na krańcu klina następuje pierwsze zetknięcie wody słonej ze słodką. Jest to miejsce najbardziej intensywnej flokulacji i równie intensywnego wypadania materiału ilastego z zawiesiny niesionej przez rzekę. Razem ze zmianami zasięgu klina zmienia się również obszar maksymalnej sedymentacji.

W estuariach typu B obszary najbardziej intensywnego gromadzenia się osadów występują w miejscach najsilniejszych zawirowań wód pływowych.

Estuaria są formami okresowymi. Intensywna sedymentacja doprowadza do ich wypełnienia i u ujść rzek zaczynają tworzyć się delty.

#### VII.2.4. Delty

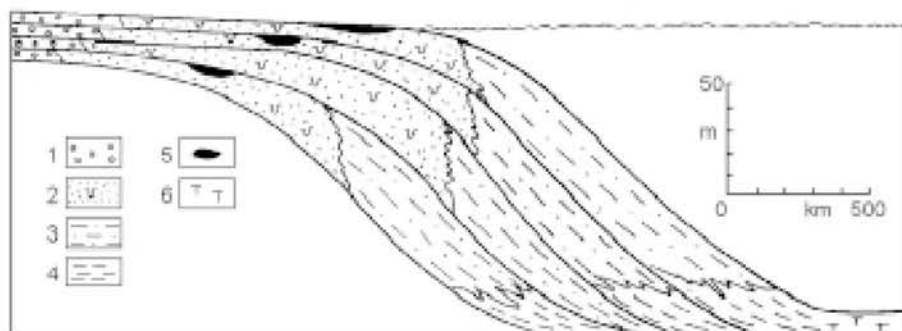
Termin „delta” wywodzi się z greckiej litery delta (D). Został on użyty po raz pierwszy przez Herodota w V w. p.n.e. dla określenia trójkątnego obszaru znajdującego się między dwoma odnogami Nilu, uchodzącymi do Morza Śródziemnego. Mianem delt określa się nagromadzenia osadów ziarnistych występujących przy ujściach rzek zarówno do zbiorników wodnych wód morskich, jak i słodkich. Zakres tej książki obejmuje jedynie delty morskie. Obecnie istniejące delty morskie zaczęły się formować podczas holocenijskiej transgresji morza przy ujściach dużych rzek niosących wielkie ilości materiału osadowego. Rzeką, wpadając do morza, gwałtownie wytraca prędkość. Większość niesionego przez nią ładunku jest składana w estuarium, co może prowadzić do jego całkowitego zasypania. Po wypełnieniu estuarium ładunek ten dociera do morza, gdzie powstaje delta.

Delty rozwijają się na wybrzeżach, na których dostawa materiału przez rzeki jest większa, niż może być usunięta i rozprowadzona przez fale i prądy morskie. Warunki takie istnieją przede wszystkim w morzach zamkniętych lub półzamkniętych (np. delty Missisipi, Dunaju, Wołgi i wiele innych). Energia wód przybrzeżnych w takich morzach jest niska.

W przypadku wysokiej energii dostarczanej przez rzekę piasek tworzy równoległe do wybrzeża wały piaszczyste i plaże. W przekroju podłużnym delta ma kształt zbliżony do sigmoidalnego (ryc. 79). Najwyższa część delty wznosi się nieco ponad poziom morza, zazwyczaj jest ona wyrównana i nosi nazwę równi deltowej, która przechodzi w łagodny skłon delty. Nachylenie skłonu nie przekracza zazwyczaj 1°, rzadko dochodzi do 3°, a jedynie wyjątkowo może być większe. Słabiej nachylone podnóże delty, określane jako prodelta, zlewa się z osadami wyścielającymi dno morza. Najwyższa część delty składa się głównie z piasku, frakcje drobniej ziarniste odgrywają w niej podrzędną rolę. Na skłonie delty przeważają pyły i ły. Prodelta zbudowana jest z materiału ilastego.

Rzeka, wkracząc na deltę, rozgałęzia się na liczne ramiona, zwane korytami rozprowadzającymi, między którymi rozciągają się obszary międzykorytowe, zalewane przez





Ryc. 79. Przekrój delty. 1 – osady rzeczne, 2 – osady koryt rozproszających i obszarów międzykorytowych, 3 – osady czoła delty, 4 – osady prodelty, 5 – lignity, 6 – osady morskie

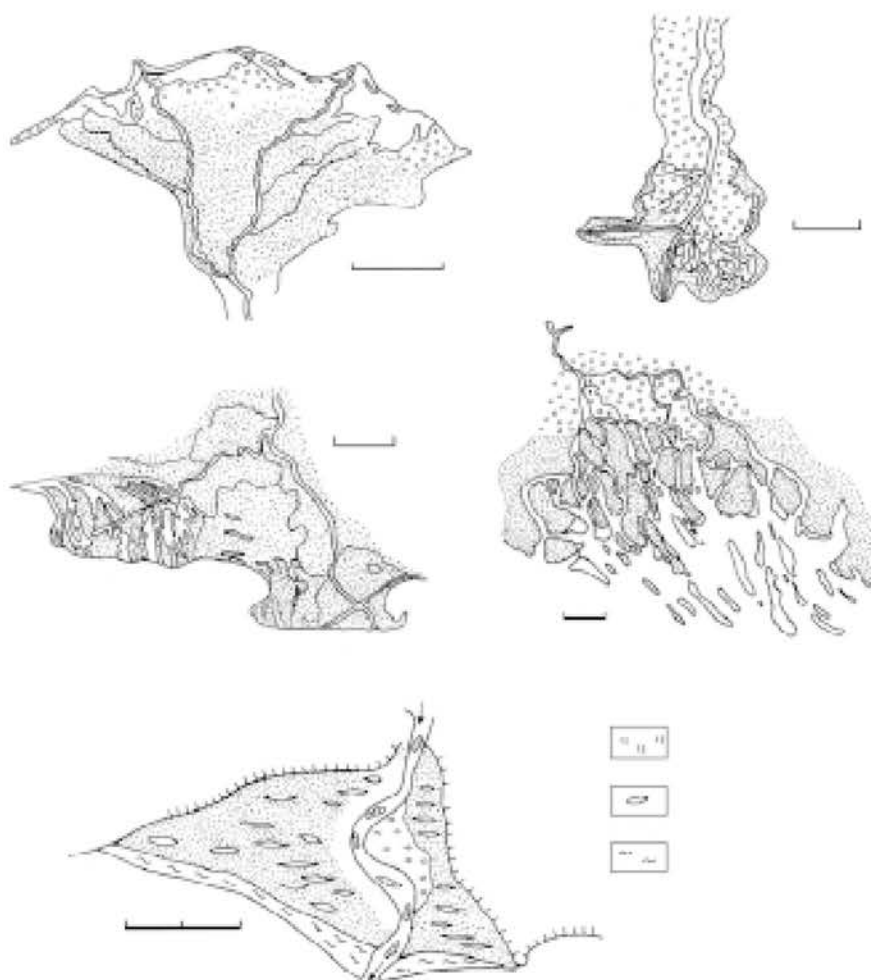
rzekę podczas powodzi. Rzeka, występując z koryta, traci gwałtownie prędkość i składa na jego krawędzi znajdujący się w zawieszinie grubszy materiał. W ten sposób po obu stronach koryta formują się wały przykorytowe. Podczas kolejnych wezbrań rzeki wały te mogą zostać rozcięte korytami krewasowymi, przez które woda wlewa się na obszar równi zalewowej, gdzie tworzy płaskie stożki napływowe, zwane glifami krewasowymi. Obszary międzykorytowe zajęte są przez bagna, różnej wielkości zbiorniki wodne, zatoki morskie. W klimatach suchych bagna są słone i dochodzi w nich do powstawania ewaporatów (soli i gipsów). U ujść koryt rozproszających tworzą się podwodne nasypy przyujściowe. Nasypy te i przedłużenia wałów przykorytowych powodują rozrost (progresję) delty.

Zarys nadwodnej części delty jest wynikiem interakcji działalności rzek, falowania i pływów. Na podstawie tych procesów wyróżniono trzy podstawowe typy delt (ryc. 80).

Kształt delt formowanych głównie przez rzekę zależy od ilości deponowanego przez nią materiału. W przypadku, gdy rzeka jest silnie obciążona, wały przykorytowe kanałów rozproszających wkracają w morze, tworząc wydłużone półwyspy, na końcu których odrastają palczaste wyrostki usypywane przez odnogi rozwidlającej się rzeki. Typowym przykładem jest delta Missisipi (ryc. 80 B). W przypadku zaś, gdy rzeka niesie mniej materiału lub energia morza jest silniejsza, delta uzyskuje klasyczny kształt litery D, jej krawędź jest wyrównana, a na równi pływowej znajdują się liczne kanały rozproszające (np. delta Nilu, ryc. 80 A).

Delty modelowane przez fale odznaczają się niewielką ilością kanałów rozproszających. W przypadku, gdy rzeka niesie stosunkowo mało materiału, ich czoła nie są wyrównane (ryc. 80 C). W przypadku zaś, gdy materiału jest dużo, krawędź nadwodnej części delty tworzy prawie prostą linię, a równie deltowe pokryte są piaszczystymi pokrywami i przebiegającymi równoległe do nabiegu fal grzbietami piaszczystymi. Krawędź nadwodnej takich delt tworzy prawie prostą linię (np. delta San Francisco, ryc. 80 E).

Na deltach narażonych na silną działalność pływów kanały rozproszające są nieliczne, a ich końcowe odcinki rozszerzają się lejkowato. U ujść większych kanałów tworzą się podwodne, rzadziej wynurzone, wybiegające w morze grzbiety piaszczyste. Zewnętrzna część równi tych delt jest rozczłonkowana na wiele wysp i wysepek (np. delta Brahmaputry (ryc. 80 D)).



Ryc. 80. Kształty powierzchni delty: A – delta Nilu, B – delta Missisipi, modelowane przez rzeki, C – delta Rodanu modelowana przez fale, D – delta Brahmaputry modelowana przez pływy, E – delta San Francisco

#### VII.2.5. Bariery piaszczyste

Bariery mają postać prostoliniowych wałów, ułożonych mniej więcej równolegle do linii brzegu i tworzących zatokę lub zamykających odcinek morza, zwany laguną. Wielkość barier może być bardzo różna, od barier, których grzbiety ledwo wystają ponad poziom morza, do form wyspowych, osiągających wysokość 30 m, pokrytych wydmami i roślinnością. Długość barier dochodzi do ponad 200 km (np. Padre Island w wybrzeży Teksasu), a szerokość waha się od 1 do 8 km. Bariery są niekiedy poprzecinane przesmykami pływowymi. Po obu stronach przesmyku, wody przyprływu i odpływu usypują piaszczyste nasypy. Nasyp od strony laguny formowany jest przez prądy przyprływu, a od stro-

ny morza przez prądy odpływu. Nasypy mają kształt półksiężyca, którego naroża zwrócone są ku przesmykowi. Zbocza wypukłej krawędzi nasypów są bardziej strome, po stronie wklęsłej ich nachylenie jest mniejsze. Prąd przypływu, wkraczając do laguny, rozszerza się i usypuje półkolisty wał. Rozdziela on powracający prąd odpływu na dwa ramiona, które łączą się w przesmyku i uchodzą do morza. Po odmorskiej stronie przesmyku wał utworzony przez prąd odpływu jest opływany przez główny nurt prądu przypływu. Geneza barier piaszczystych nie jest dobrze poznana. Istnieją w tym względzie różne poglądy. Według najwcześniejszego z nich, piasek budujący bariery był przynoszony przez fale i prądy z odległych od brzegu obszarów szelfu. Inny pogląd zakłada transport piasku przez prądy płynące wzdłuż brzegów. W takim przypadku formę wyjściową barier stanowiły mierzeje narastające od przylądków (na przykład półwysep Hel). Zgodnie z innymi hipotezami bariery powstawały w wyniku migracji rew ku brzegowi, nadbudowywania podmorskich grzbietów piaszczystych lub subsydencji wybrzeża, która spowodowała zalanie przybrzeżnych wałów piaszczystych.

Różnorodność tych poglądów jest spowodowana różną genezą barier. Niezależnie jednak od sposobu powstawania, bariery piaszczyste formowały się w ciągu ostatnich 5000–6000 lat. W czasie transgresji morskiej, jaka nastąpiła po plejstocenie, linia brzegowa przesuwiała się w poprzek szelfu, a wraz z nią wędrowały wielkie ilości piasku. W późnym holocenie nastąpiła stabilizacja linii brzegowej i zaczęły się formować bariery. W ostatnim tysiącleciu wzrost poziomu morza był już bardzo powolny, spowodował on migrację barier i niewielkie zmiany ich formy i ukształtowania wybrzeży, jednak raz powstałe bariery, tak długo, jak kształtujące je czynniki nie ulegną generalnej zmianie, są formami stałymi.

#### VII.2.6. Laguny

Laguny są to płytkie zbiorniki wody morskiej, odcięte od otwartego morza kompleksem piaszczystych barier lub rafami koralowymi.

Bariery są zbudowane przez fale z dobrze wysortowanego, drobnoziarnistego piasku. Mogą one mieć postać wysp lub półwyspów, pokrytych zazwyczaj wydmiami, albo piaszczystych wałów, odsłanianych jedynie podczas odpływów. Powstawaniu barier sprzyjała stała dostawa piasku, dokonywana przez prądy płynące wzdłuż wybrzeży oraz umiarkowane działanie pływów i równomierne oraz niewielkie nachylenie dna. Odmorska linia brzegu bariery jest zwykle wyrównana, a brzeg stanowi przeważnie rozległa plaża. Brzegi wewnętrzne laguny są bardziej urozmaicone. Rozwijają się na nich stożki przepływowe, równie przelewowe, formowane przez przelewające się przez barierę fale sztormowe. U ujść przesmyków pływowych tworzą się niekiedy niewielkie delty lub powstają równie pływowe, na których rozwijają się słone bagna. Również brzegi lądu są często bagniste. Główną masę osadów lagunowych stanowią ropy, których cząstki opadają z zawiesiny. Mniejszą rolę w składzie całości osadów odgrywa piasek, pojawiający się w większych ilościach jedynie na ograniczonych obszarach.

Zasolenie wód laguny zależy w dużej mierze od pływów. W przypadku wysokich pływów nie różni się ono od zasolenia wód morskich. Natomiast gdy pływy są niewielkie i dostawa wody morskiej jest ograniczona, wody w lagunie, wskutek parowania, mogą być bardzo słone lub brakiczne (słonawe), jeżeli laguna jest zasilana przez odpowiednio dużą rzekę.

### VII.3. Szelf

Szelf jest środowiskiem morskim, w którym procesy sedymentacyjne w znacznie większym stopniu niż w innych środowiskach morskich zależą od czynników lokalnych, takich jak ukształtowanie dna, układ i siła prądów oraz wywołanych przez nie prądów, obecność ujść dużych rzek itp. Czynniki te zmieniając się w czasie i przestrzeni, powodują, że powierzchnie pokryte osadem określonego typu są stosunkowo niewielkie i rzadko przekraczają kilkaset kilometrów kwadratowych.

Szelf jest też obszarem, w którym ze względu na jego niewielką głębokość nawet małe wahania poziomu morza mogą powodować daleko idące zmiany gromadzącego się na nim osadu. Dużą rolę w kształtowaniu osadów szelfowych odgrywają również czynniki globalne. Należą do nich: światło, klimat i sezonowe zmiany temperatury.

Dno szelfu znajduje się w zasadzie w strefie eufotycznej, tj. w strefie, w której ilość docierającego światła jest wystarczająca do rozwoju roślin zielonych. Granica tej strefy w czystych wodach otwartego oceanu strefy umiarkowanej i chłodnej znajduje się na głębokości ok. 150 m. W wodach szelfowych, ze względu na rozproszenie światła przez falowanie i obecność zawiesiny, leży ona na głębokości ok. 100 m lub płycej. Z obecnością roślin zielonych związany jest rozwój wielu gatunków zwierząt osiadłych, które w różny sposób, bezpośrednio lub pośrednio, wpływają na wykształcenie osadów.

Klimat i sezonowe zmiany temperatury mają również istotny wpływ na skład i rozmieszczenie batymetryczne zespołów roślinnych i zwierzęcych zasiedlających dno morskie szelfów. Występowanie gatunków ciepłolubnych ograniczone jest do niskich szerokości geograficznych. Gatunki zimnolubne, które zasiedlają wody powierzchniowe na wysokich szerokościach geograficznych, w strefach cieplejszych schodzą razem z zimnymi wodami do większych głębokości.

Od temperatury zależy również stężenie jonów w wodzie morskiej, a tym samym powstawanie minerałów i osadów autigenicznych (str.....). Współczesne, szelfowe osady węglanowe tworzą się w strefach tropikalnej i subtropikalnej, gdyż tylko tam dochodzi do przesylenia wody węglanem wapnia.

#### VII.3.1. Podział szelfów

Ze względu na rodzaj osadów pokrywających szelfy, dzielimy je na szelfy silikoklastyczne i węglanowe. Osady szelfów silikoklastycznych składają się z ziaren kwarcu i innych minerałów zawierających w swoim składzie krzemionkę oraz otoczek skał zbudowanych z takich minerałów. Na szelfach węglanowych gromadzą się osady, których głównym składnikiem jest węglan wapnia ( $\text{CaCO}_3$ ) i dolomit  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .

Olbrzymia większość dzisiejszych szelfów należy do pierwszej kategorii. Płytkowodne osady węglanowe tworzą się obecnie jedynie na szelfach Wysp Bahama i w Zatoce Perskiej. W minionych epokach geologicznych były one znacznie szerzej rozprzestrzenione. Osady węglanowe pokrywały dna rozległych mórz szelfowych, tzw. mórz epikontynentalnych, które wielokrotnie zalewały wielkie obszary dzisiejszych lądów. Klimat wówczas był znacznie cieplejszy i różnice temperatury mniejsze niż obecnie, a słabo urzeźbione lądy dostarczały do mórz niewielkie ilości materiału terygenicznego. Stwarzało to dogodne warunki dla intensywnej sedymentacji węglanów.

Współczesna przewaga sedymentacji klastycznej została spowodowana, z jednej strony zmianą klimatu, który stał się chłodniejszy, z drugiej zwiększoną dostawą do mórz materiału terygenicznego, jaka nastąpiła wskutek niedawnego wypiętrzenia się łańcuchów górskich (np. Alpy, Karpaty, Himalaje, Andy) i ich erozji.

### VII.3.2. Szelfy silikoklastyczne

Utwory osadowe pokrywające szelfy silikoklastyczne składają się z osadów współczesnych, pozostających w równowadze z panującymi obecnie warunkami hydrodynamicznymi i z osadów reliktowych, utworzonych we wczesnym holocenie, które nie dopasowały się jeszcze do obecnych warunków środowiskowych.

Współczesne piaski są składane przy brzegu w postaci nasypów, a następnie rozprowadzane przez prądy w pasie o szerokości ok. 6 km wzdłuż wybrzeża. Centralny i zewnętrzny szelf pokryty jest osadami reliktowymi, zajmują one ok. 70% powierzchni szelfów. Osady reliktowe są bardziej gruboziarniste niż współczesne piaski. Ponadto ich ziarna i otoczaki powleczone są czerwobrunatnymi nalotami związków żelaza lub mają matowe powierzchnie. Zmatowienie ziaren zostało spowodowane drobnymi wżerkami z rozpuszczania, jakie nastąpiło podczas ich subaeralnego wietrzenia.

Natomiast muły gromadzą się jedynie w pobliżu ujść dużych rzek, w zacisznych zagłębieniach powierzchni szelfu i w chronionych przed falowaniem miejscach w pobliżu brzegu. Znaczna część cząstek ilastych i pyłu jest wynoszona na centralny i zewnętrzny szelf, nie docierają one dalej niż 30 km od linii brzegu.

Tak więc, na szelfach silikoklastycznych można wyróżnić trzy strefy: szelf wewnętrzny pokryty współczesnymi piaskami, szelf centralny, na którym występują mozaikowo ułożone płyty osadów reliktowych i piaszczysto-ilastych osadów współczesnych, oraz szelf zewnętrzny. Szelf zewnętrzny przyjmuje główny napór wód oceanicznych w związku z czym, ze względu na wysoką energię wody, nie dochodzi tutaj do sedymentacji współcześnie dostarczanego materiału drobnoziarnistego i stanowi on strefę występowania gruboziarnistych osadów reliktowych.

W płytkowodnych częściach szelfów, szczególnie w zamkniętych morzach i zatokach dużą rolę w kształtowaniu się osadów odgrywają prądy pływowe (str. ...). Prędkość tych prądów może dochodzić do 100 cm/s. Formują one linearne grzbiety piaszczyste osiągające 30 m wysokości i fale piaszczyste, mające postać wielkich riplemarków.

### VII.3.3. Szelfy węglanowe

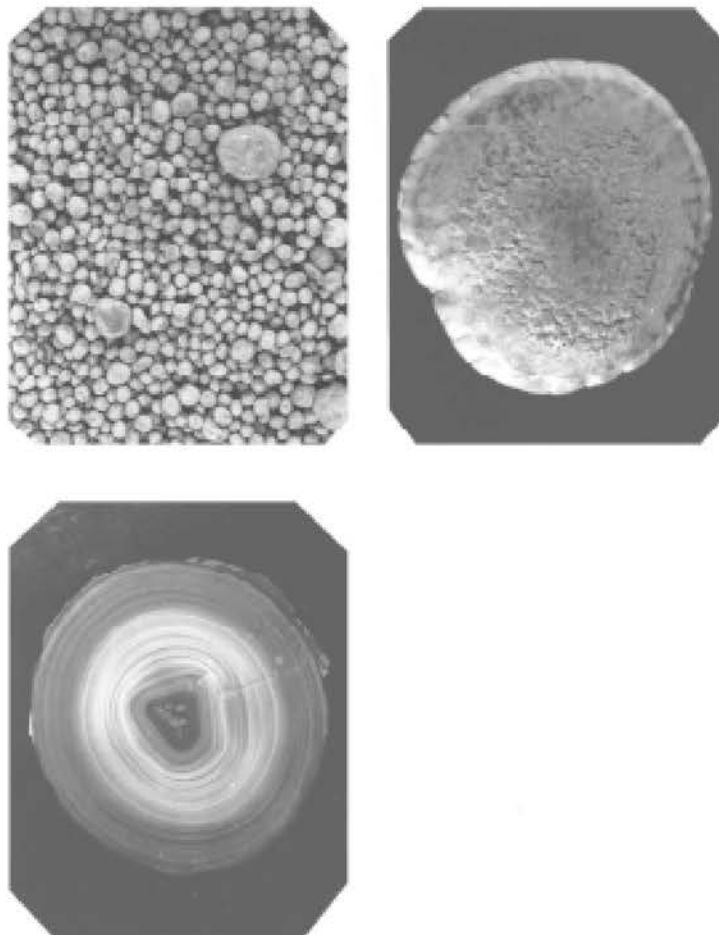
Głównymi czynnikami sedymentacji węglanowej w płytkich środowiskach morskich są: bardzo niska dostawa materiału terygenicznego oraz intensywny rozwój organizmów osiadłych, bentosu, będących głównymi dostarczycielami cząstek wapiennych. Typowymi obszarami gromadzenia się osadów węglanowych są, znajdujące się w strefie tropikalnej i subtropikalnej, płytkie, szerokie szelfy i izolowane platformy, wznoszące się wśród oceanów.

Większość szelfowych osadów węglanowych składa się z ziarn frakcji piasku. Lokalnie, dość duży udział w ich składzie mają frakcje grubiej ziarniste. Ziarna obu tych frakcji stanowią okruchy elementów szkieletowych koralów, małży i innych organizmów. We frakcji

piaszczystej oprócz ziaren szkieletowych występują również ziarna innego pochodzenia. Główną rolę grają wśród nich pellety i ooidy. Mianem pelletów określa się drobne skupienia mikrokryształicznego kalcytu w formie zaokrąglonych, owalnych lub kulistych ziaren, pozbawionych wszelkich struktur wewnętrznych. Prawdopodobnie większość pelletów są to zdiagenezowane ekskrementy zwierząt bezkręgowych, dużą jednak ich część mogą stanowić również ziarna nieorganiczne, tzw. intraklasty. Rozróżnienie tych dwu typów ziaren, ze względu na brak cech rozpoznawczych, jest jednak przeważnie niemożliwe.

Intraklasty są to fragmenty świeżo złożonego osadu, które zostały utworzone przez erozję, a następnie przeniesione na niewielką odległość, ponownie zdeponowane i przykryte ciągle gromadzącym się takim samym osadem. Rozmiary intraklastów wahają się od ułamka milimetra do kilkunastu i więcej centymetrów.

Ooidami natomiast nazywamy kuliste ziarna zbudowane z licznych lamin kalcytowych lub aragonitowych, otulających koncentrycznie klastyczne jądro (ryc. 81). Tworzą one tzw. korteks ooidu. Jądrami mogą być pokruszone elementy szkieletowe organizmów,



Ryc. 81. Oolity. 1. Fragment pola oolitów, 2. oolit, powierzchnia, 3. przekrój oolitu, widać laminacje i jądro. Fot. 2, 3 – powiększenie 160 x



ziarna kwarcu, pellety. Średnica ooidów waha się od ok. 0,1 do 2 mm, większe formy tego typu określane są jako pizoidy. Powierzchnie ooidów tworzących się w ruchliwym środowisku morskim są gładkie, wypolerowane. Ooidy powstające w spokojnej wodzie odznaczają się dużą porowatością, brakiem wypolerowanych powierzchni oraz nieregularną i niewyraźną laminacją. Osady luźne i skały zbudowane z ooidów określa się jako oolity, z pizoidów jako pizolity. Zagadnienie genezy ooidów nie zostało jeszcze, we wszystkich szczegółach, rozwiązane. Najszerzej znana teoria zakłada, że ooidy powstają przez odkładanie się węglanu wapnia na zawieszonych w wodzie ziarnach klastycznych, stanowiących potencjalne jądra krystalizacji. Ooidy, po osiągnięciu odpowiedniego ciężaru, opadają na dno i rozrost ich zamiera. Co do sposobu rozrostu ooidów wypowiedane są jednak różne poglądy. Węglan wapnia, tworzący korteks ooidów może wytrącać się z przesyconych roztworów, być wydzielany w procesach biochemicznych mikroorganizmów roślinnych lub według niektórych teorii, ooidy mogą się również rozrastać przez przylepianie się cząstek osadu węglanowego do ziarn toczonych po dnie. Niezależnie jednak od ich genezy, niezbędnymi warunkami powstawania ooidów w środowisku morskim są:

- podwyższona temperatura wody, współcześnie ooidy tworzą się wyłącznie w wodach ciepłych;
- przesylenie wody węglanem wapnia;
- wysoka energia środowiska;
- obecność klastycznych cząstek stanowiących potencjalne jądra krystalizacji.

W związku z tymi warunkami ooidy tworzą się obecnie w bardzo płytkiej wodzie o głębokości nieprzekraczającej 2 m.

#### VII.3.4. Rafy

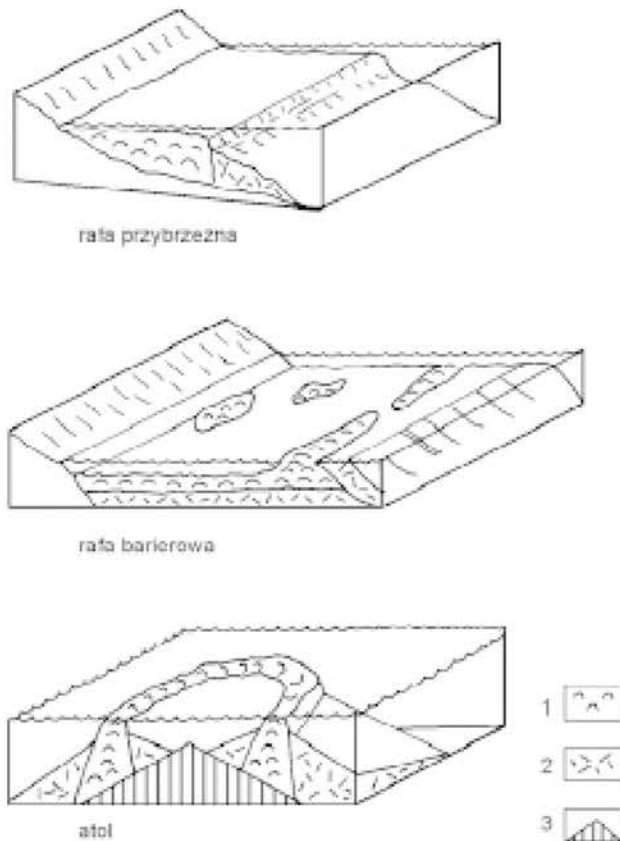
Mianem raf określa się podwodne budowle organiczne zdolne do przeciwstawienia się niszczącej działalności fal. Głównymi budowniczymi tych struktur są koralce i glony wapienne, w mniejszym stopniu stułbiopławy. Tworzą one sztywne i odporny szkielet rafy zasiedlany przez inne organizmy. Puste przestrzenie w obrębie szkieletu wypełnia luźny materiał składający się z rozkruszonych szkieletów tych wszystkich organizmów. Materiał ten ulega cementacji węglanem wapnia wydzielanym przez porastające rafę glony wapienne i przyczynia się do umocnienia rafy. Korale rafotwórcze, tzw. korale hermatypowe, w utworach kopalnych są bardzo dobrymi wskaźnikami paleośrodowiska sedymentacyjnego. Żyją one w symbiozie z glonami z rodziny *Zooxanthellae*. Glony dostarczają koralowcom tlenu i powodują alkaliczny odczyn wody, który wzmacnia wytrącanie się węglanu wapnia, w zamian za co otrzymują  $\text{CO}_2$  i wykorzystują produkty fizjologiczne wydzielane przez koralce.

Symbioza z glonami ogranicza pionowe rozmieszczenie koralów hermatypowych do strefy eufotycznej. Strefa eufotyczna w oceanach sięga maksymalnie do głębokości ok. 100 m. Rozpraszanie światła przez falowanie i obecność zawiesiny sprawia jednak, że zazwyczaj ma ona mniejszy zasięg. Korale hermatypowe rozwijają się najbujniej w granicach 5–13 m, ale mogą też rosnąć nieco głębiej, gdzieś do granicy 45 m. Ponadto korale hermatypiczne wymagają cieplej ( $18^{\circ}$ – $36^{\circ}\text{C}$ ) wody o normalnym zasoleniu (27–40‰), silnego nasłonecznienia, wystarczającej ilości zooplanktonu stanowiącego ich pożywienie i twardego podłoża do umocowania rafy.

Rafy są zmuszone opierać się wielu czynnikom destruktywnym. Przyjmują one uderzenie fal o znacznej sile niszczącej, idących z otwartego oceanu. Na rafach żyje również wiele organizmów, które osłabiają lub wprost niszczą budowlę rafową. Na przykład, niektóre gąbki i jeżowce wiercą w niej otwory służące im za schronienie, rozgwieżdżone kruszą scementowane części rafy lub żerują na żywych koralach. Rozkruszony materiał jest dalej rozdrabniany przez mulożerne robaki i strzykwy. Powstały w ten sposób piasek i muł wapienny, wyrzucany przez fale na rafę, nadbudowuje ją ponad poziom morza.

Ze względu na morfologię wyróżnia się trzy główne typy raf: rafy przybrzeżne, barierowe i atole (ryc. 82).

Rafy przybrzeżne obrastają brzeg. Morze, atakując brzeg, kruszy rafę, z drugiej jednak strony fale przynoszą obfitość zooplanktonu stanowiącego podstawowy pokarm koralu, co sprawia, że podmorska krawędź rafy jest strefą bujnego ich rozwoju. Utworzony przez erozję morską gruz zasypuje i spłyca dno na przedpolu rafy, umożliwiając jej wzrost w kierunku morza. Wewnętrzna część rafy, otrzymująca mniej pożywienia stopnio-



Ryc. 82. Typy raf. A – rafa przybrzeżna, B – rafa barierowa, C – atol. 1 – rafa, 2 – detrytus rafowy, 3 – podłoże rafy

wo zamiera. Rafa odsuwa się od brzegu i zamienia w rafę barierową. Oba te typy raf mają formę wstęgową, ciągną się one dziesiątki, a nawet setki kilometrów. Jednym z bardziej znanych przykładów rafy barierowej jest Wielka Rafa Australijska. Występuje ona wzdłuż wschodnich wybrzeży Australii na długości 2000 km, jej szerokość dochodzi do 150 km.

Między rafą barierową a lądem powstaje laguna. Szerokość współczesnych lagun wynosi od kilku do kilkunastu kilometrów. Największa z nich, laguna oddzielającej Wielką Rafę Australijską od lądu, osiąga 200 km. Laguny i inne płycizny morskie są zasiedlane przez koralce i glony. Tworzą one izolowane, kopułowe formy o nieregularnych zarysach, tzw. rafy gniazdowe. Dno lagun pokryte jest piaskiem lub żwirem wapiennym.

Ukształtowanie rafy i rozmieszczenia żyjących na niej organizmów pozwalają wyróżnić następujące elementy grzbietu rafowego:

- równię rafową stanowiącą szczytową część rafy. W jej obrębie występuje strefa zbudowana przez glony wapienne, tzw. wał glonowy oraz część wewnętrzną, składającą się z kolejnych stref: żywych koralów, martwych koralów i równi piaszczystej;

- wał glonowy przyjmuje główne uderzenie fal i osłabia ich energię. W czasie odpływu znajduje się on ponad poziomem morza. Atakowana przez fale krawędź rafy stanowi jej czoło.

Zewnętrzny skłon rafy zasiedlają organizmy przystosowane do ruchliwego środowiska. Skłon rafy opada ku głębiom oceanicznym. Jest on bardziej stromy niż czoło. Jego nachylenie wynosi średnio 30°.

W każdej rafie zaznacza się biologiczna strefowość. W głębszych częściach czoła i na skłonie rafy występują koralce rzędu *Heliopora*. W wyższej części czoła i podstrefie żywych koralów główną rolę grają płytkowodne koralce z rzędu *Acropora*. Na wewnętrznej, bardziej spokojnej stronie rafy przeważają koralce meandroidalne, np. *Porites*, *Favia*.

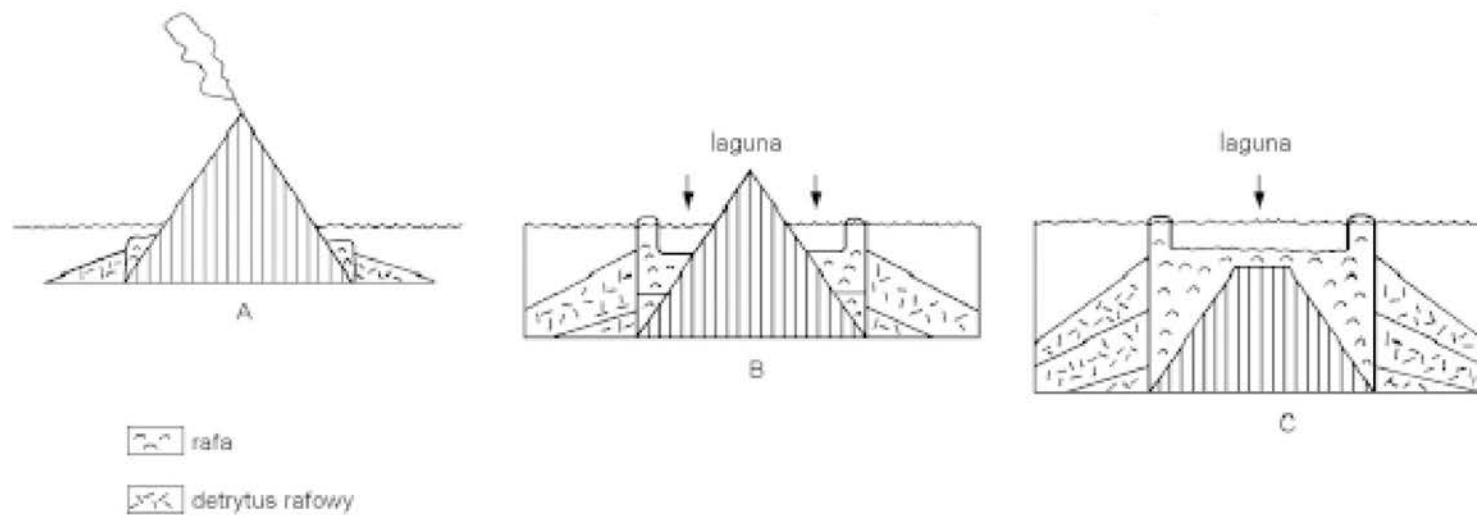
Podobne zróżnicowanie występuje również wśród glonów. W obrębie wału glonowego szczególnie pospolite są krasnorosty (*Lithothamnium*). Na równi rafowej oraz na czołach i skłonie rafy, a także w lagunie rozwijają się zielenice (*Halimeda*). Inne zielenice (*Acartularia*, *Penicillus*) zasiedlają najbardziej zewnętrzną część równi rafowej.

Budowle przypominające rafy mogą być również tworzone przez koralce ahermatypowe, które nie są związane z glonami. Koralce te są uniezależnione od światła i zasiedlają znacznie szerszy przedział głębokości oraz tolerują niskie temperatury, nawet do 20°C. Tego rodzaju budowle nie są tak pospolite jak rafy tworzone przez koralce hermatypowe. Stosunkowo licznie występują na szelfie norweskim.

#### VII.3.4.1. Atole

Trzeci typ raf stanowią atole. Są to pierścieniowe wały rafowe występujące na otwartych oceanach, otaczające lagunę. Szczególnie liczne są one na Oceanie Spokojnym, gdzie jest ich ponad 300.

Teorię genezy atolów przedstawił już w 1824 r. Karol Darwin. Zgodnie z tą teorią początkiem atolu była rafa przybrzeżna obrastająca wulkaniczną wyspę. Wskutek ruchów obniżających dno oceaniczne wyspa zaczęła się pograżać. Koralce, starając się utrzymać na odpowiedniej im głębokości, rosły w górę, co spowodowało przekształcenie rafy przybrzeżnej w rafę barierową okalającą obniżoną wyspę. Trwająca subsydencja doprowadziła do zalania wyspy i utworzenia się atolu, pierścieniowej rafy zamykającej lagunę (ryc. 83). W teo-



Ryc. 83. Stadia powstawania atolu na obniżającym się dnie oceanicznym. 1. rafa, 2 – fartuch gruzu koralowego, szrafura pionowa – wyspa wulkaniczna

rii Darwina zawarte są w domyśle dwa założenia. Pierwsze, że szybkość pograżania się wyspy była taka, aby wzrost koralu mógł dotrzymać jej kroku. Drugie, to generalna subsydencja Pacyfiku, gdyż atole są rozsiane na całym oceanie. Potwierdzenie tych założeń przyniosły współczesne badania oceanograficzne. Wiercenia na atolu Eniwetok (Pacyfik) stwierdziły grubość utworów koralowych dochodzącą do 1300–1400 m. Najstarsze kora-  
le występują w osadach oligoceńskich (ok. 30 mln lat p.n.e.). Stąd łatwo obliczyć szybkość subsydencji atolu, która wynosiła ok. 4–5 cm/1000 lat.

#### **VII.4. Środowisko hemipelagiczne**

Środowisko hemipelagiczne obejmuje skłon kontynentalny, podniesienie przedkontynentalne i przyległą do niego strefę głębokiego dna oceanicznego. Osady gromadzące się w środowisku hemipelagicznym odznaczają się dużą, o ile nieprzeważającą, zawartością ziarn klastycznych. Są one dostarczane bezpośrednio z lądu przez rzeki i wiatr, a częściowo są to uruchomione przez prądy zawieszinowe lub inne spływy grawitacyjne osady szelfowe i osady skłonu kontynentalnego. W rejonach polarnych jest to materiał wytopiony z pływającego lodu.

Materiał terygeniczny występuje w różnych ilościach we wszystkich środowiskach morskich. Jako hemipelagiczne określane są osady, których przeciętna średnica ziaren przekracza 5  $\mu\text{m}$ , a udział ziaren większych od 5  $\mu\text{m}$  (z wyjątkiem ziaren minerałów autigenicznych i skorupki organizmów pelagicznych) wynosi ponad 25%. Są to głównie muły i piaski kwarcowe, którym towarzyszą w zmiennej ilości ziarna wapienne i szkielety organizmów.

Muły hemipelagiczne mają dwojaką genezę. Część mułów powstaje przez swobodne opadanie zawiesziny znajdującej się w wodzie morskiej. Główną jej masę stanowią cząstki ilaste i pył kwarcowy. Część stanowi materiał deponowany przez prądy zawieszinowe. W bezpośrednim sąsiedztwie skłonu kontynentalnego znaczną rolę odgrywają również utwory osuwiskowe.

Wyróżnia się 4 rodzaje mułów. Najszerzej są rozprzestrzenione muły niebieskie. Zawdzięczają one swoją barwę dużej zawartości materii organicznej i redukcyjnej działalności bakterii, które tworzą w osadzie siarczki żelazawe nadające osadowi zabarwienie.

Lokalne znaczenie mają muły zielone. Zielonkawy odcień nadają im glaukonit i chloryt. Minerale te powstają w procesach chemicznego wietrzenia podmorskiego, tzw. harmyrolizy.

Muły czerwone i żółte związane są z rodzajem luźnych osadów na przyległym lądzie. Barwa mułów czerwonych pochodzi od laterytu, który jest produktem subaeralnego wietrzenia chemicznego wapieni w warunkach klimatu tropikalnego i subtropikalnego. Może się on również tworzyć w wyniku wietrzenia podmorskiego skał zasadowych.

Muły żółte występują głównie w Morzu Żółtym, do którego rzeki chińskie znoszą wielkie ilości lessu, mającego żółtawe zabarwienie.

Z określonymi źródłami związany jest materiał wulkaniczny oraz deponowane przez prądy zawieszinowe piaski i muły koralowe.

W rejonach polarnych duże obszary pokryte są morskimi osadami glacialnymi. Są to muły z przewagą frakcji pyłowej nad ilastą i okruchy skalne tzw. eratyki. Materiał ten jest wytopiany z pływającego lodu lodowcowego. W plejstocenie zasięg tych utworów był znacznie szerszy i są one stwierdzane obecnie pod współczesnymi mułami pelagicznymi.

## Rozdział VIII

# Środowisko pelagiczne

### VIII.1. Podział osadów pelagicznych

Środowisko pelagiczne w sensie geologicznym obejmuje obszary den oceanicznych położonych w znacznej, zazwyczaj przekraczającej 800 km, odległości od kontynentów. Gromadzące się w nim osady składają się głównie z cząstek organicznych i mineralnych opadających z powierzchni oceanu oraz, w mniejszym zakresie, z minerałów autigenicznych.

Przeciętna średnica ziaren (z wyłączeniem ziarn autigenicznych i skorupek organizmów żyjących w toni wodnej) jest mniejsza niż 5  $\mu\text{m}$ , a udział frakcji grubszych, które tworzą ziarna terygeniczne, wulkaniczne i części szkieletowe zwierząt prowadzących nektoniczny tryb życia, nie przekracza 25%.

Osady pelagiczne dzielą się na dwie zasadnicze grupy: osady biogeniczne i osady nieorganiczne. Kryterium podziału jest zawartość materiału organogenicznego. W osadach biogenicznych jego udział przekracza 30%, osady zawierające mniej niż 30% cząstek organogenicznych uważane są za nieorganiczne.

Ziarna biogeniczne mogą być zbudowane z węglanu wapnia ( $\text{CaCO}_3$ ) lub krzemionki ( $\text{SiO}_2$ ). Utworzone z nich osady dzielą się na:

- osady węglanowe:
  - muły otwornicowe;
  - muły kokolitowe;
  - muły pteropodowe;
- osady krzemionkowe:
  - muły radiolariowe;
  - muły okrzemkowe;
- osady nieorganiczne:
  - „czerwony” ił głębinowy
- utwory autigeniczne oraz
- tzw. „piaski” głębokomorskie.

### VIII.2. Składniki osadów pelagicznych

#### VIII.2.1. Składniki organogeniczne

Osady organogeniczne pokrywają wielkie połacie den oceanicznych. Jakkolwiek fauna i flora oceanów jest niezwykle bogata i różnorodna, jedynie nieliczne grupy organizmów



produkują twarde elementy szkieletowe, stanowiące istotny składnik osadów głębokomorskich. Głównymi producentami ziaren ogranogenicznych są mikroorganizmy prowadzące planktoniczny tryb życia. Należą do nich: otwornice, kokkolity, pteropody oraz rdiolarie i okrzemki (ryc. 84).

**Otwornice** są organizmami jednokomórkowymi. Ich wielkość mieści się zasadniczo w granicach 50–100  $\mu\text{m}$ . Niektóre gatunki kopalne były jednak znacznie większe. **Otwornice pelagiczne** budują swoje skorupki z węglanu wapnia i zasiedlają wody powierzchniowe do głębokości ok. 200 m we wszystkich środowiskach morskich o normalnym zasoleniu. Druga grupa otwornic, **otwornice aglutynujące**, buduje swoje skorupki z ziarn piasku zlepionych spoiwem (chityną, węglanem wapnia, krzemionką, rzadziej substancją ilastą lub związkami żelaza). Są to organizmy bentoniczne i nie odgrywają większej roli w tworzeniu osadów. Otwornice aglutynujące występują na wszystkich głębokościach oceanicznych.

**Pelagiczne otwornice** odznaczają się wielką różnorodnością form. Ciężar właściwy kalcytu, z którego zbudowane są ich skorupki jest 2,7 razy większy niż wody morskiej. Opadaniu cząstek w wodzie przeciwdziała tarcie, dlatego też wszystkie organizmy pelagiczne są małe, w związku z tym stosunek ich powierzchni do masy jest duży. Wiele gatunków otwornic pelagicznych zmniejsza swój ciężar, budując porowate skorupki i/lub zaopatrując je w różnego rodzaju guzy, wyrostki, promieniście ułożone igły, których długość może być nawet pięciokrotnie większa od średnicy kulistej skorupki. Ułatwiają one unoszenie się organizmu w wodzie.

Pławność otwornic zwiększają również zawarte w protoplazmie wakuole gazowe lub wypełnione lipidami (tłuste kwasy). W rezultacie łączny efekt formy skorupki i protoplazmy powoduje, że ciężar objętościowy żywych otwornic jest w przybliżeniu taki sam, jak gęstość wody morskiej.

Budowa skorupki zależy m.in. od lepkości wody i jej temperatury. Lepkość jest odwrotnie proporcjonalna do temperatury, zwiększa się więc razem ze wzrostem głębokości. Gatunki żyjące w ciepłych wodach mają cieńsze, bardziej porowate skorupki z lepiej rozwiniętymi wyrostkami niż gatunki żyjące w chłodnych lub głębszych wodach. Różnorodność form związana z wymogami ekologicznymi powoduje, że gatunki kopalne są dobrymi wskaźnikami paleośrodowiska.

Szybkość opadania pustych skorupki jest bardzo mała. W doświadczeniach laboratoryjnych wynosiła ona 0,3–2,3 mm/s. Wprawdzie wyniki te wydają się znacznie zawyżone, niemniej większość skorupki zmarłych otwornic na osiągnięcie dna położonego na głębokości kilku tysięcy metrów potrzebuje kilkudziesięciu dni.

Pierwsze pelagiczne otwornice pojawiły się w późnej jurze. Były to małe formy o bardzo prostej budowie skorupki. W kredzie, z tych pierwotnych, z pozoru mało ważnych form, rozwinęła się wielka plejada gatunków, które zmieniły generalnie charakter sedymentacji oceanicznej. W ciągu 130 mln lat, jakie upłynęły od momentu ich pojawienia się, powstało ponad 40 rodzajów otwornic pelagicznych, liczących co najmniej 400 gatunków. Ta nagła radiacja ewolucyjna, w czasie której powstawały nowe gatunki i wymierały stare, sprawiła, że stały się one podstawowym narzędziem w badaniach stratygraficznych.

Drugą grupą organizmów, których znaczenie w formowaniu się osadów dorównuje otwornicom, jest **nanoplankton wapienny** (łac. *nanno* = karzeł).

rycina 84 do filmu

W jego skład wchodzi kokolitoforidy (*Coccolithophoraceae*) i diskoastry. Obie te grupy należą do wiciowców roślinnych, posiadających zdolność wytwarzania wapiennych elementów. Diskoastry są grupą wymarłą. Kokolitoforidy wraz z okrzemkami i innymi wiciowcami stanowią obecnie główną masę fitoplanktonu.

Komórki **kokolitoforidów** pokryte są wapiennymi płytkami, kokolitami tworzącymi kulistą formę, kokosferę. Wielkość kokosfer wynosi 2–25 µm. Składają się one z 10–150 kokolitów o rozmiarach dochodzących do 10 µm. Kokolity połączone są organiczną błonką, co sprawia, że kokosfery łatwo ulegają rozpadowi po śmierci organizmu i w osadach występują jedynie pojedyncze kokolity. Całe kokosfery należą do wielkich rzadkości. Otoczka organiczna chroni kokolity przed rozpuszczeniem, dzięki czemu stanowią one, mimo swej delikatnej budowy, główny składnik wielu osadów.

Kokolity mają różną budowę wewnętrzną i kształt. Najczęściej jest on owalny lub kolisty. Na tych cechach oparta jest ich systematyka.

Kokolitoforidy, podobnie jak otwornice pelagiczne, pojawiły się we wczesnej jurze. W kredzie nastąpił ich szybki rozwój ilościowy i ewolucyjny, który sprawił, że są one doskonałym narzędziem w badaniach stratygraficznych, szczególnie osadów pelagicznych.

**Diskoastry** w odróżnieniu od kokolitów mają gwiazdziste formy i są masywniej zbudowane. Pojawiły się one w późnym paleocenie i wymarły na przełomie pliocenu i plejstocenu, ok. 1,8 mln lat temu. W ciągu 70 mln lat swego istnienia dokonały one wielkiego rozwoju ilościowego i ewolucyjnego. Ich znaczenie stratygraficzne jest równie duże jak kokolitów. Większość gatunków diskoastrów występowała w strefach tropikalnych i ciepłych regionach subtropikalnych. W wodach chłodniejszych ich zespoły są gatunkowo znacznie skromniejsze. W osadach kopalnych stanowią one dobry wskaźnik wód ciepłych.

Czwartą grupą organizmów biorącą udział w formowaniu się węglanowych osadów pelagicznych są **Pteropoda** (skrzydłonogi). Są to ślimaki, których noga rozdzieliła się i utworzyła dwa skrzydełka umożliwiające im w pewnym ograniczonym stopniu aktywne pływanie. Skorupka ma prosty, stożkowy kształt i zbudowana jest z aragonitu, łatwiej rozpuszczalnej odmiany węgla wapnia.

Bujny rozwój nanoplanktonu wapiennego, jaki nastąpił w okresie jura – kreda, spowodował zasadniczą zmianę sedymentacji oceanicznej. Zaczęły się tworzyć pelagiczne osady węglanowe. W paleozoiku i wczesnym mezozoiku osady węglanowe występowały jedynie w wodach płytkich. W środowisku pelagicznym gromadziły się wówczas osady ilaste, mułowcowe i krzemionkowe.

**Promienice (*Radiolaria*)** są jednokomórkowymi organizmami zwierzęcymi. Budują one swoje szkielety z amorficznej, uwodnionej odmiany krzemionki, opalu ( $\text{SiO}_2$ ). Ich rozmiary mieszczą w granicach 50–200 µm. Są one bardzo różnorodne, od pojedynczych elementów zwanych spikulami, poprzez rozmaite konstrukcje tkwiące w protoplazmie komórki, do kompletnych ażurowych skorupek o niezwykle urozmaiconych kształtach. Mogą one być kuliste, owalne, stożkowe, dzwonowate, mieć formę czapeczek i in. Ze skorupek wystają długie cienkie igły będące odgałęzieniami wewnętrznych elementów szkieletowych, ich ilość i rozmieszczenie na skorupce są bardzo różne. Całość szkieletu łącznie z igłami pokryta jest protoplazmą, która chroni twarde części przed rozpuszczeniem. Swobodnemu unoszeniu się promienic w wodzie sprzyja bardzo lekka budowa szkieletu, duża jego powierzchnia w stosunku do ciężaru całego organizmu i zawarte w komórce lipidy oraz drobne pęcherzyki dwutlenku węgla wydzielanego w procesach życiowych.

Promienice zostały podzielone na 2 podrzędy, *Spumellaria* i *Nassellaria*, tworzące rząd *Plicystina*. Szkielety spumelarii mają budowę o symetrii promienistej, symetria szkieletów nassellarii jest dwuboczna.

Zasięg geograficzny promienic jest bardzo szeroki. Występują one w oceanach od bieguna do bieguna i od powierzchni do głębokości abisalnych. Rozmieszczenie ich gatunków związane jest z masami wód o podobnej charakterystyce oraz z układem prądów oceanicznych. Na 400–500 gatunków żyjących obecnie w oceanach ok. 200 żyje w ciepłych, tropikalnych wodach na głębokości 0–200 m, 40–50 gatunków w morzach polarnych na głębokości do 400 m i tyle samo w strefie batialnej. Płytkowodne gatunki ciepłolubne występują między konwergencją subtropikalną (str. ....) i w strefie tropikalnej, zimnolubne na wyższych szerokościach geograficznych. Powierzchniowe gatunki zimnolubne przenoszą się na większe głębokości wraz z pogrążaniem się zimnych wód polarnych, które spływają ku równikowi.

**Okrzemki** (*Diatomeae*) są to jednokomórkowe złotobrazowe glony, posiadające zewnętrzny szkielet zbudowany z opalowej krzemionki. Ma on postać pudełeczka zamkniętego pokrywką, którego powierzchnia pokryta jest delikatną rzeźbą charakterystyczną dla każdego gatunku. Wielkość skorupki wynosi zazwyczaj 10–1000  $\mu\text{m}$ , ale są gatunki, które przekraczają w górę lub w dół te wymiary.

Okrzemki pojawiły się w środkowej kredzie ok. 100 mln lat p.n.e. Większość okrzemek magazynuje w swoich komórkach lipidy (tłuste kwasy), które utrzymują je w wodzie. Wiele gatunków wydziela galaretowatą substancję umożliwiającą im łączenie się osobników w kolonie i przyczepianie się do podłoża. Chlorofilowi okrzemek towarzyszy brunatny pigment nadający im barwę. Sprawia on, że okrzemki są jednym z najlepszych aparatów przetwarzających światło słoneczne w energię. W procesie tym wykorzystują one 55% światła pochłanianego przez ich komórki.

Okrzemki rozmnażają się przez podział, który odbywa się co 24 godziny. Potomne komórki zachowują połowę skorupki macierzystej i dobudowują sobie brakującą jej część. Za każdym podziałem wielkość komórki się zmniejsza. Gdy staje się ona zbyt mała, następuje rozmnażanie płciowe. Powstaje goła komórka, aukespora. W dogodnych warunkach pokrywa się ona nową, większą skorupką, a w niekorzystnych aukespora staje się formą przetrwalnikową.

Obecność okrzemek wyznacza obszary najbardziej żyzne. Żyją one na głębokościach, do których dociera światło słoneczne, mniej więcej do ok. 100 m, szczególnie wiele jest ich w wodach zimnych.

#### VIII.2.2. Składniki terygeniczne

W osadach pelagicznych występuje najdrobniejsza frakcja ziaren pochodzenia lądowego. Są to głównie cząstki takich minerałów ilastych jak kaolinit, chloryt, illit.

**Kaolinit** jest produktem wietrzenia chemicznego skał w umiarkowanym i wilgotnym klimacie. Stanowi on główny składnik ilasty w osadach mórz na wysokich szerokościach geograficznych. Zielono zabarwiony **chloryt** koncentruje się w morzach polarnych. W wodach ciepłych ulega on rozkładowi. Jest on produktem wietrzenia skał metamorficznych.

**Illit** jest najszerzej rozprzestrzenionym minerałem ilastym w oceanach. Powstaje on w warunkach alkalicznych przez przemianę miki i skał alkalicznych zawartych w mag-

mie i materiale terygenicznym. Szczególnie bogate w ten minerał są osady na półkuli północnej, na której jest zgrupowana większość kontynentów. Zawartość illitu w osadach pelagicznych na północ od równika przekracza zazwyczaj 50%. Na półkuli południowej jest ona mniejsza i wynosi 20–50%. Na obu półkulach zawartość illitu spada w kierunku równika.

Podrzędne znaczenie w osadach pelagicznych mają pyły: pył krzemionkowy i skaleniuowy. **Pył krzemionkowy** jest pochodzenia terygenicznego, natomiast **pył skaleniowy** może pochodzić zarówno z lądu, jak też być produktem wulkanicznym. Te dwa rodzaje pyłu różnią się od siebie składem mineralnym. W pyłach terygenicznych przeważają skalenie potasowo-sodowe (ortoklaz, mikroklin, albit). W pyłach wulkanicznych główną rolę grają skalenie sodowo-wapienne (plagioklasy).

### VIII. 2.3. Materiał wulkaniczny

Ważny składnik osadów pelagicznych stanowią utwory wulkaniczne, szczególnie w pobliżu łuków wyspowych, gdzie mogą osiągać miąższość wielu tysięcy metrów. Wśród ich składników główną rolę odgrywa **materiał piroklastyczny**. Są to zakrzepłe w powietrzu fragmenty ciekłej lawy, rozproszonej w czasie eksplozji wulkanu i rozpylone stare utwory lawowe.

W głębokich wodach pelagicznych najszerzej rozprzestrzenione są **popioły i szkliwo wulkaniczne**. Wyrzucane przez wulkan drobnoziarniste popioły mogą, niesione przez wiatry, okrążyć cały glob ziemski, a grubiej ziarnisty popiół jest transportowany na odległość nawet tysięcy kilometrów.

Popioły wulkaniczne po opadnięciu na dno oceanu stanowią domieszkę w innych osadach lub tworzą samodzielne warstwy. Osad zbudowany z materiału piroklastycznego nosi nazwę **tefry** (z gr. – popiół). Warstwy piroklastyczne są wykorzystywane przez tefrochronologię do ustalania stratygrafii osadów morskich.

Materiał piroklastyczny łatwo ulega halmyrolizie\*, w wyniku której powstają wtórne minerały ilaste takie, jak montmorillonit, filipsyt, zeolity i inne. Montmorillonit może być również pochodzenia terygenicznego. Występuje on bowiem na obszarach bardzo odległych od centrów wulkanicznych. Petrograficznie oba te rodzaje montmorillonitu są identyczne, ich rozpoznanie metodami petrograficznymi nie jest możliwe.

Główną masę materiału piroklastycznego produkują subarealne wulkany eksplozywne posadowione na łukach wyspowych lub na kontynentach. Eksplozje wulkanów podmorskich są znacznie spokojniejsze i zarówno ilość, jak i zasięg wytwarzanego przez nie materiału piroklastycznego są niewielkie.

Mikrotektyty występujące w osadach pelagicznych są związane polami tektytów od dawna znanymi na kontynentach. Istnieją 4 takie obszary, różniące się wiekiem, cechami petrograficznymi i fizycznymi występujących w nich tektytów. Są to pola: północnoamerykańskie (Teksas, Georgia – USA, 35 mln lat); Wybrzeże Kości Słoniowej (Afryka, 1,1 mln lat); australo-afrykańskie (Australia, Indonezja, północne Filipiny (69 mln lat) i czeskie (14,7 mln lat). Jedynie tektyty z tego ostatniego nie mają swoich odpowiedników w osadach morskich.

---

\*Terminem halmyroliza określa się proces podwodnego wietrzenia minerałów i skał.

### *Cząstki kosmiczne*

Na Ziemię spada ustawiczny „deszcz” cząstek pochodzących z przestrzeni międzyplanetarnej. Ich wielkość waha się od wielkich asteroidów, czy bardziej pospolitych meteoroidów, po drobny pył meteoroidowy. W osadach morskich jest on reprezentowany przez **mikrometeoroidy**. Są to cząstki o rozmiarach mniejszych od 1 mm. Procentowy udział mikrometeoroidów w osadach pelagicznych, gdzie jest go najwięcej, rzadko przekracza 1%. Ich zagęszczenie w osadzie zależy od tempa akumulacji. Najwyższą zawartość mikrometeoroidów mają osady o bardzo powolnym przyroście. Wśród mikrometeoroidów występują ziarna metaliczne, ziarna skalne, tzw. chondryty składające się z oliwinu i piroksenu, oraz szkliste **tektyty**. Większość tych cząstek zawiera związki żelaza. Wiele z nich rozpuszcza się w trakcie opadania na dno, część jednak dociera do dna i wchodzi w skład osadów. Najłatwiej rozpuszczalne są mikrotektyty utworzone z amorficznej krzemionki podobnej do szkliwa wulkanicznego, obsydianu, od którego różnią się cechami geochemicznymi i brakiem krystalicznych inkluzji. Kształt mikrotektytów może być bardzo różny, kulisty, owalny, niektóre mają formę kropli lub zaokrąglonych walców. Są one różnokolorowe, najczęściej żółtobrązowe lub brązowe. Ich powierzchnia może być gładka, błyszcząca lub chropawa. Najczęściej jest gładka z nieregularnie rozmieszczonymi dziurkami, jak po ospie.

Poglądy na temat genezy są podzielone. Według przeważającej opinii mikrotektyty powstają wskutek kolizji pędzącego z dużą prędkością meteoroidu z Ziemią. Natomiast część badaczy przyjmuje, że meteoroidy eksplodują w górnych warstwach atmosfery. Powstałe szkliste okruchy podczas przelotu przez atmosferę nagrzewają się i częściowo topią oraz uzyskują aerodynamiczne kształty.

## **VIII.3. Współczesne osady pelagiczne**

### *VIII.3.1. Osady terygeniczne*

Materiał terygeniczny w osadach pelagicznych reprezentowany jest głównie przez cząstki ilaste takich minerałów, jak kaolinit, illit, chloryt. Jego grubiej ziarniste składniki (frakcja pyłowa i piaszczysta) mają znacznie mniejsze znaczenie. Tworzą one piaski głębokomorskie i utwory eoliczne o ograniczonym zasięgu.

#### *VIII.3.1.1. Brunatne iły głębinowe*

Cząstki ilaste, w zmiennej ilości, znajdują się prawie we wszystkich osadach morskich. W środowiskach płytkich są one jednak maskowane przez inny materiał osadowy, natomiast na dużych głębokościach stanowią główny składnik ilów oceanicznych.

Osadem takim jest **brunatny il głębinowy**. Został on przez swoich odkrywców nazwany **czerwonym ilem głębinowym** i nazwa ta jest używana po dziś dzień. Jak się jednak później okazało iły te w większości mają barwę brunatną lub brunatnoczerwoną,



a barwa czerwona pojawia się tylko lokalnie, np. w Oceanie Indyjskim, skąd uzyskano pierwsze próbki tego osadu.

Brunatny ił głębinowy występuje na głębokościach poniżej 4000 m, w obszarach o bardzo powolnej sedymentacji, do których nie dociera materiał transportowany przez prądy zawieszinowe, a węglanowe ziarna organogeniczne opadające z powierzchni są rozpuszczane podczas długiej wędrówki na dno.

W składzie brunatnego iłu, prócz podstawowego składnika, jakim są minerały ilaste, znajdują się bardzo drobne ziarna kwarcu, skaleni, piroksenu, cząstki kosmiczne, a ponadto zęby i łuski ryb, mikrokonkrecje manganowe. W śladowych ilościach pojawia się również węglan wapnia. Brunatnoczerwona barwa jest spowodowana nalotami tlenków żelaza pokrywających ziarna osadu.

Brunatne iły gromadzą się bardzo powoli. Szybkość ich akumulacji zazwyczaj nie przekracza 1 mm/1000 lat. W związku z tym nawet cienkie jego warstewki reprezentują długie okresy czasu.

Informacje zawarte w iłach głębokomorskich są wprawdzie ograniczone, ale dość istotne. Na podstawie zmian zawartości ziaren piasku w poszczególnych warstwach takich iłów można określić kierunki i nasilenie paleowiatrów, zaś skład mineralny iłów pozwala wnioskować o warunkach klimatycznych panujących na lądach macierzystych oraz o rodzaju źródeł, z których pochodziły minerały iłowe. Na przykład stwierdzono, że iły utworzone we wczesnym kenozoiku są głównie produktem halmyrolizy materiału wulkanicznego, natomiast w późnym kenozoiku zostały przyniesione z lądów.

#### VIII.3.1.2 „Piaski pelagiczne”

Określenie „piaski” ma tutaj znacznie czysto umowne. Zastosowano je dla odróżnienia osadów o ziarnie nieco grubszym niż iły. W rzeczywistości większość z nich zbudowana jest z ziaren frakcji pyłu, których rozmiary mieszczą się w przedziale 39–625  $\mu\text{m}$ . Wy różnia się trzy typy takich osadów: utwory eoliczne, piaski wulkaniczne i lodowcowe

„Piaski” eoliczne wywiewane są z obszarów pustynnych północnej Afryki, Australii, Półwyspu Arabskiego, południowo-zachodniej części Ameryki Północnej i deponowane w dużych odległościach od kontynentów, wynoszących niekiedy nawet 3000 km. Wielkość przenoszonych ziarn mieści się w granicach 1–30  $\mu\text{m}$ .

Aby mógł nastąpić tak daleki transport, musi być spełnionych kilka warunków, do których należą: obecność na obszarze macierzystym odpowiednio małych ziarn i intensywne, pionowe zawirowania w troposferze, podtrzymujące ziarna oraz opady deszczowe w rejonie sedymentacji. Szybkość wiatru w górnych warstwach troposfery może osiągać 500 km/godz. W takim strumieniu powietrza ziarna o wielkości od 2–10  $\mu\text{m}$  mogą utrzymać się w zawieszeniu do ok. 2 tygodni.

Głównym składnikiem utworów eolicznych w środowisku pelagicznym są bardzo drobne ziarna kwarcu. Znajdują się również ziarna kalcytu oraz składniki organogeniczne: opalowe fytolity i okrzemki, a nawet spory grzybów.

Fytolity są to drobne nagromadzenia amorficznej krzemionki, opalu ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) występujące w liściach i łodygach roślin. Wielkość ich mieści się w granicach 10–200  $\mu\text{m}$ . Formy fytolitów są dość urozmaicone, mają one postać pręcików, trapezoidów, hantli, spotyka się też formy w kształcie kapeluszy. W składzie osadów eolicznych ich zawartość może dochodzić do 5% wagowych.

Zawartość kwarcu i składników fitogenicznych, która w dużej mierze jest uzależniona od klimatu warunkującego gatunkowy skład flory i rozkładu stałych wiatrów, stanowi ważny element w badaniach paleoklimatycznych oraz cyrkulacji atmosferycznej w ostatnich kilkuset tysiącach lat.

### VIII.3.2. Osady organogeniczne

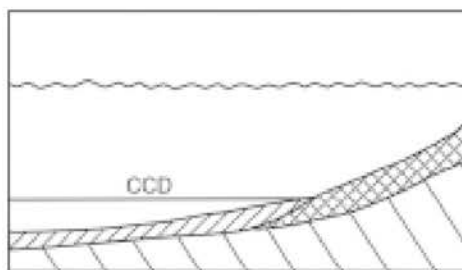
#### VIII.3.2.1. Osady węglanowe

Najszerzej rozprzestrzenionym osadem oceanicznym są muły organogeniczne. Pokrywają one 67% powierzchni oceanów. Główną masę tych osadów stanowią skorupki i inne twarde elementy szkieletowe organizmów planktonicznych, pozostałą część stanowią minerały ilaste.

Występujący w osadach zespół gatunków planktonicznych, tanatocenoza, jest w znacznym stopniu zubożony w stosunku do zespołu planktonu żyjącego na danym obszarze, czyli biocenozy. Większość martwych osobników ulega bowiem rozpuszczeniu przed osiągnięciem dna, a te, które wchodzą w skład osadów, są w większym lub mniejszym stopniu skorodowane. Znaczna jednak część szkieletów organicznych jest doskonale zachowana, bez żadnych śladów rozpuszczania. Są to szkielety, które znajdowały się w koprolitach, inaczej grudkach fekalnych, organizmów żywiących się planktonem.

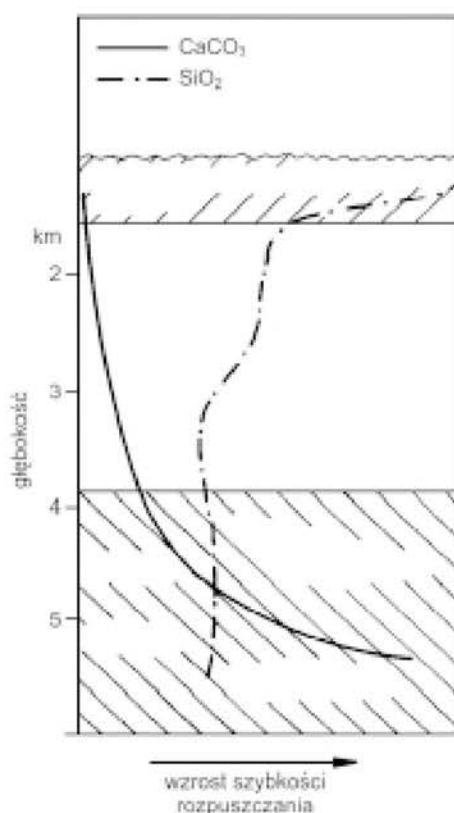
Muły dzielą się na muły węglanowe (wapienne) i muły krzemionkowe. Dalszy podział następuje na podstawie przeważających w nich grup organizmów, których przedstawiciele stanowią co najmniej 30% wszystkich gatunków występujących w osadzie.

Rozmieszczenie podstawowych typów osadów pelagicznych, mułów wapiennych i krzemionkowych, zależy od dwu podstawowych czynników: rodzaju i intensywności produkcji organicznej w wodach powierzchniowych oraz położenia dna w stosunku do głębokości kompensacji węglanu wapnia (ryc. 85).



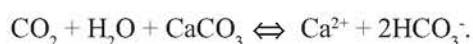
Ryc. 85. Rodzaj osadów a głębokość kompensacji węglanu wapnia (CCD). Kolor niebieski osady węglanowe, zielony – osady krzemionkowe

Głębokość kompensacji jest to głębokość, na której ilość dostarczanego węglanu wapnia jest równoważona jego ubytkiem wskutek rozpuszczania. Agresywność wód jest odwrotnie proporcjonalna w stosunku do ilości rozpuszczonego w niej  $\text{CaCO}_3$  i temperatury oraz wzrasta ze wzrostem ciśnienia hydrostatycznego i ciśnienia parcjalego  $\text{CO}_2$ . Węglan wapnia rozpuszcza się w wodzie bardzo słabo. Efektywnie proces ten zachodzi w obec-



Ryc. 86. Szybkość rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$  i  $\text{SiO}_2$  (na podstawie W.H. Berger, 1976)

ności  $\text{CO}_2$ . Dwutlenek węgla produkowany w procesach metabolizmu organizmów morskich oraz podczas rozkładu materii organicznej tworzy kwas węglowy, który rozpuszcza węglan wapnia:



Powierzchniowe wody morskie są na ogół przesycone względem węglanu wapnia. Stężenie  $\text{CaCO}_3$  zmniejsza się wraz ze wzrostem głębokości. Rozpuszczanie węglanowych szkieletów martwych organizmów zaczyna się w pewnej odległości od powierzchni i w miarę oddalania się od niej staje się bardziej intensywne (ryc. 86). Najbardziej agresywne są wody przydenne (patrz str.....). Procesowi temu kładzie kres pogrzebanie cząstek węglanowych pod nowym osadem. Ponieważ czas przebywania ziarn węglanowych na powierzchni dna jest znacznie dłuższy niż czas ich opadania w kolumnie wody, największy ubytek masy zachodzi na granicy osad/woda.

Głębokość kompensacji jest granicą dynamiczną i zależy od:

- ilości materiału węglanowego i tempa jego akumulacji;
- odporności cząstek na rozpuszczanie;
- chemizmu i temperatury wody.

Wzrost ilości materiału węglanowego i wysokie tempo akumulacji powodują zwiększenie głębokości kompensacji. Częstki znajdujące się na powierzchni dna zostają w takim przypadku szybko pogrzebane i zanim zostaną rozpuszczone, przechodzą przez strefę agresywnych wód porowych. Osady węglanowe mogą się więc gromadzić na większych głębokościach, niż ma to miejsce w obszarach o mniejszej produkcji organicznej.

Odporność szkieletów organizmów wapiennych na rozpuszczanie zależy od dwu czynników. Pierwszym jest rodzaj minerału węglanowego, drugim jego budowa. Węglan wapnia może występować w postaci dwu minerałów, kalcytu i aragonitu. Te dwa minerały różnią się od siebie budową kryształów i co za tym idzie również cechami fizycznymi. Kalcyt jest minerałem trudniej rozpuszczalnym, aragonit rozpuszcza się łatwiej. Tak więc należy rozróżnić głębokość kompensacji kalcytu, w skrócie **CCD** (= *calcite compensation depth*) i głębokość kompensacji aragonitu, **ACD** (= *aragonite compensation depth*).

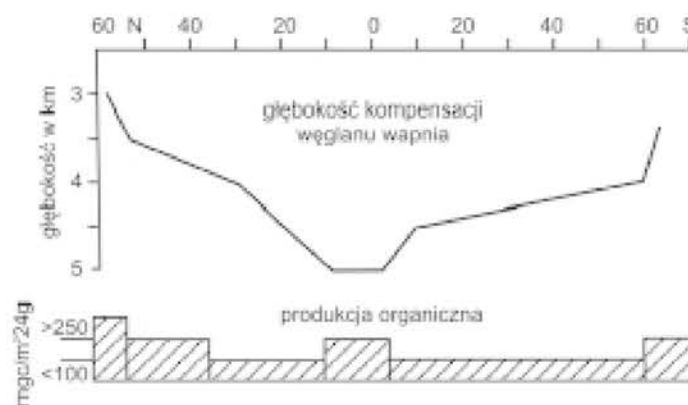
Intensywność rozpuszczania cząstek węglanowych zależy również od zawartości w wodzie agresywnego  $\text{CO}_2$  i temperatury wody. Jest ona wprost proporcjonalna do ilości  $\text{CO}_2$ , odwrotnie proporcjonalna do temperatury wody. Czynniki te różnie kształtują CCD w różnych oceanach, a nawet w jednym oceanie ulega ona znacznym wahaniom.

Obecnie głębokość CCD wynosi średnio:

w Atlantyku	4900 m
w Oceanie Indyjskim	4850 m
w Pacyfiku	4300 m
we wszystkich oceanach	4600 m

Odchylenia od tych średnich w poszczególnych oceanach mogą dochodzić nawet do 2000 m. Tworzą one powierzchnię kompensacji o urozmaiconym ukształtowaniu. Przekięcie się tej powierzchni z dnem wyznacza dolną granicę zasięgu osadów węglanowych.

Ogólnie rzecz biorąc, powierzchnia kompensacji kalcytu znajduje się najgłębiej w strefie żyznych wód równikowych i jej głębokość maleje w kierunku kontynentów, osiągając swoje najmniejsze wartości nad skłonem kontynentalnym (ryc. 87). Wody w tej strefie są równie żyzne, jak w pobliżu równika i równie wysoka jest produkcja organiczna. Przyczynami spływania się powierzchni CCD w strefach przykontynentalnych są:

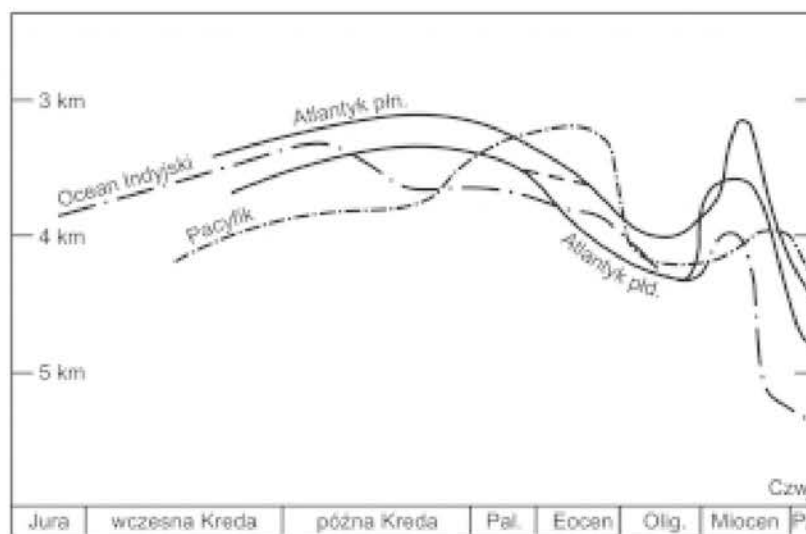


Ryc. 87. Produkcja organiczna i głębokość kompensacji w Oceanie Spokojnym wzdłuż 170° dl. zach. (na podstawie W.H. Berger, 1976), P – paleocen

- duża agresywność wód dennych spowodowana obfitą dostawą materii organicznej, której znaczną część dostarczają organizmy bentoniczne. Powstały podczas jej rozkładu  $\text{CO}_2$  zwiększa agresywność wód;
- intensywna działalność organizmów mułozernych, które przerabiając osady, nie dopuszczają do nasycenia wód węglanem wapnia.

W strefach równikowych ilość materii organicznej, z powodu znacznie uboższego życia bentonicznego, jest niewielka i tym samym agresywność wód niska. Ponadto w planktonie duży udział mają formy bardziej masywne, niż w strefach przykontynentalnych. Nie bez wpływu na powiększenie głębokości kompensacji w tych obszarach, ma również znacznie mniejsza niż w rejonach skłonu, ruchliwość wód dennych.

W geologicznej przeszłości głębokość kompensacji węglanu wapnia kształtowała się różnie w różnych jej okresach. W miarę dokładnymi informacjami na temat położenia CCD dysponujemy od wczesnej kredy, ewentualnie od późnej jury. Dla wcześniejszych okresów brak jest jakichkolwiek danych. Można się jedynie domyślać, że w paleozoiku, kiedy nie było jeszcze planktonu wapiennego, powierzchnia kompensacji znajdowała się bardzo płytko, być może już na głębokości krawędzi szelfowych. Historię zmian, jakim ona ulegała od młodszego mezozoiku, przedstawia ryc. 88. Przyczyny stwierdzonych wahań głębokości kompensacji nie zostały w pełni wyjaśnione.



Ryc. 88. Zmiany głębokości kompensacji węglanu wapnia w historii geologicznej. Pal. – paleocen, Olig. – oligocen, P – pliocen, Czw. – czwartorzęd (na podstawie T.H. van Andel, 1975)

Niektórzy badacze wiążą te wahania z transgresjami i regresjami morza. Ilość węglanu wapnia rozpuszczonego w wodach oceanu światowego jest stała. W czasie transgresji następowało zmagazynowanie w osadach rozległych mórz epikontynentalnych wielkich ilości  $\text{CaCO}_3$ , wody stawały się bardziej agresywne, co powodowało obniżenie CCD w oceanie światowym. W czasie regresji tendencje były odwrotne. Morza kurczyły się, stężenie węglanu wapnia w wodach wzrastało i głębokość kompensacji ulegała zmniejszeniu.

W ogólnych zarysach istnieje zgodność między eustatycznymi wahaniami poziomu oceanów a głębokością położenia CCD. Np. w Atlantyku:

późna kreda:	transgresja	⊗	CCD: spłylenie
oligocen:	regresja	⊗	pogłębienie
miocen:	transgresja	⊗	spłylenie
holocen:	regresja	⊗	pogłębienie

Współczesna głębokość kompensacji nie może być więc użyta do oceny paleogłębości mórz w cyfrach bezwzględnych. Można jedynie określić, czy badane osady tworzyły się powyżej czy poniżej CCD.

Informacje o głębokości kompensacji aragonitu są wyrywkowe i niekompletne. Spowodowane jest to m.in. stosunkowo niewielkim rozprzestrzenieniem aragonitowych mułków pteropodowych, w każdym razie jest ona wyraźnie mniejsza niż CCD. Średnie głębokości kompensacji aragonitu znane są tylko w niektórych basenach oceanicznych. Wynoszą one: dla północnego Atlantyku 2–3 km, dla południowego Pacyfiku 1–2 km, a dla Pacyfiku północnego kilkaset metrów.

W miarę zbliżania się do głębokości kompensacji zespoły organizmów występujących w osadach są coraz bardziej zniszczone. Powyżej CCD wyróżnia się dwa dodatkowe poziomy obrazujące stan zachowania elementów szkieletowych, lizoklinę i węglanową głębokość krytyczną.

**Lizoklina** jest to powierzchnia oddzielająca zespoły dobrze zachowanych form od zespołów, w których szkielety organizmów zostały w znacznym stopniu zniszczone przez rozpuszczanie. Głębokość lizokliny jest dla każdej grupy organizmów inna, wyróżnia się więc lizoklinę otwornicową, pteropodową i kokolitową.

Drugim dodatkowym poziomem jest węglanowa głębokość krytyczna **CCD** (ang. *Carbonate Critical Depth*), poniżej której zawartość  $\text{CaCO}_3$  w osadach spada poniżej 10%.

#### VIII.3.2.2. Osady krzemionkowe

W wodzie morskiej krzemionka ( $\text{SiO}_2$ ) (patrz ramka) występuje w postaci roztworu kwasu krzemowego ( $\text{H}_2\text{SiO}_4$ ). Kwas krzemowy jest dostarczany do oceanów przez rzeki, które niosą duże ilości krzemionki wylugowanej ze skał w procesach wietrzenia. Zawartość krzemionki w rzekach może dochodzić do 35 ppm (części na milion). Drugim ważnym źródłem krzemionki są, znajdujące się w mułach oceanicznych, minerały ilaste (glinokrzemiany), z których jest ona uwalniana w procesach halmyrolizy. Niewielka jej ilość pochodzi również z rozkładu podmorskich utworów wulkanicznych. Średnia zawartość krzemionki w wodach oceanicznych wynosi 3 ppm. W wodach powierzchniowych, gdzie jest ona wykorzystywana do budowy szkieletów przez organizmy planktoniczne, ilość  $\text{SiO}_2$  waha się od 1–2 ppm. Głębiej stężenie krzemionki wzrasta i na głębokości 4 000 m dochodzi do 14 ppm. Po przekroczeniu tej granicy zawartość jej powoli się obniża.

Organizmami pobierającymi  $\text{SiO}_2$  z otoczenia są okrzemki, promienice, gąbki krzemionkowe i Silicoflagellata. Budują one swoje szkielety z amorficznej, uwodnionej postaci krzemionki, opalu, ulegającej stosunkowo łatwo rozpuszczaniu.

Pobór krzemionki przez biosferę jest większy niż jej dostawa z różnych źródeł. Wprawdzie część pobranej krzemionki wraca z powrotem do oceanu, to jednak ogólny bilans pozostaje ujemny i wody oceaniczne są niedosyczone pod względem  $\text{SiO}_2$ .



### Krzemionka ( $\text{SiO}_2$ )

Dwutlenek krzemu jest jednym z najbardziej rozpowszechnionych w skałach związków chemicznych. Tworzy on minerały samodzielnie, bądź w połączeniu z glinem i kationami metali alkalicznych, tzw. glinokrzemiany, będące głównym budulcem skał skorupy ziemskiej.

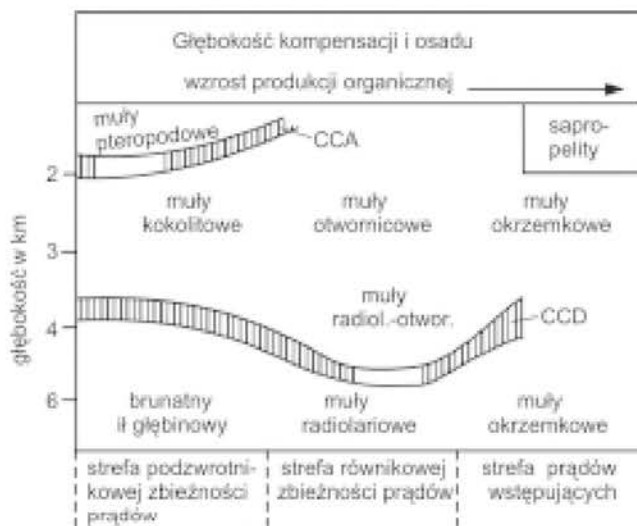
W przyrodzie krzemionka występuje w postaci krystalicznej jako kwarc, krystobalit, trydymit, różniące się od siebie budową kryształów, lub w formie uwodnionej jako bezpostaciowy opal.

Rozpuszczanie szkieletów krzemionkowych rozpoczyna się więc prawie natychmiast po śmierci organizmu. Do dna dociera zaledwie 1–10% opadających skorupki. Uniknęły one rozpuszczenia dzięki swojej masywnej budowie, transportowi w koprolitach lub z innych przyczyn. W tych warunkach głównym czynnikiem kontrolującym powstawanie osadów krzemionkowych jest dostateczna ilość pożywienia umożliwiającą masowy rozwój planktonu. Wysoka produkcja biologiczna występuje w strefach prądów wstępujących (str. ....), które wynoszą żyzne wody denne o dużej zawartości fosforanów ku powierzchni.

Osady krzemionkowe gromadzą się na głębokościach poniżej CCD, powyżej materiał krzemionkowy jest, w większym lub mniejszym stopniu, maskowany przez przeważającą masę cząstek węglanowych.

Na wysokich szerokościach geograficznych powstają muły okrzemkowe, muły radiolariowe gromadzą się w równikowych strefach prądów wstępujących.

Rozmieszczenie pelagicznych osadów biogenicznych w zależności od żyzności wód i głębokości dna przedstawiono na ryc. 89.



Ryc. 89. Model rozmieszczenia pelagicznych osadów biogenicznych w zależności od produkcji organicznej i głębokości dna. CCA – głębokość kompensacji aragonitu, CCD – głębokość kompensacji kalcytu (na podstawie W.H. Berger, 1976)

#### VIII.3.2.2.1. Czerty

Z osadami krzemionkowymi związana jest obecność ławic i konkrecji skrytokrystalicznej krzemionki (krystobalit lub kwarc). Utwory te są określane jako **czerty**. Są one szeroko rozprzestrzenione, ale mają niewielki udział w całkowitej masie osadów. Czerty znajdowane są kilkaset metrów poniżej powierzchni dna i powstają w wyniku zlepiania się skorupiek radiolarii. Ulegają one częściowemu rozpuszczeniu i krzemionka jest powtórnie wytrącana jako opal łączący ocalałe skorupki. Powstaje porowata skała składająca się z chaotycznie ułożonych igieł krystobalitu, w który przekształcił się opal podczas diagenety czertów. W procesie tym uczestniczy jedynie niewielka część krzemionki znajdującej się w osadach.

Czerty w osadach oceanicznych występują od jury, szczególnie liczne są do eocenu, natomiast pod koniec eocenu następuje gwałtowny spadek ich liczebności, co sugeruje wielką zmianę w chemizmie wód oceanicznych w tym okresie.

### VIII.4. Osady autigeniczne

Minerały autigeniczne tworzą się w procesach fizykochemicznych zachodzących w wodzie morskiej lub wewnątrz osadów. W oceanach wyróżnia się pięć grup osadów autigenicznych: osady metalonośne, reprezentowane głównie przez tlenki żelaza, skorupy i konkrecje manganowo-żelaziste, fosforyty, zeolity i baryty.

#### VIII.4.1. Osady metalonośne i tlenki żelaza

Osady metalonośne związane są z aktualnymi strefami spredingu, powstawaniem nowej skorupy oceanicznej. Odznaczają się one podwyższoną zawartością manganu, żelaza, a ponadto chromu, ołowiu i innych metali. Zawartość żelaza przekracza w nich 20%. Wyróżnia się trzy typy tych osadów: osady manganowo-żelaziste, osady manganowe zawierające do 90%  $MnO_2$ , wzbogacone w siarczki żelaza i zubożone w mangan.

Wszystkie te grupy osadów są pochodzenia hydrotermalnego. Powstają one na powierzchni grzbietów śródoceanicznych lub w kanałach doprowadzających gorące wody wglębne. Zróznicowanie osadów metalonośnych spowodowane jest stopniem rozcieńczenia pierwotnych roztworów przez wodę morską. Płynące z głębi Ziemi gorące wody reagują ze skałami otoczenia, wzbogacając się w różne składniki i mieszają z wodami oceanicznymi krążącymi w spękaniach i szczelinach grzbietu śródoceanicznego. Powstaje bogaty w metale, kwaśny roztwór hydrotermalny o własnościach redukcyjnych, który wypływa na powierzchnię dna, gdzie miesza się z zimną wodą oceaniczną o zasadowym odczynie i utleniającym działaniu.

W przypadku, gdy rozcieńczenie pierwotnego roztworu jest niewielkie, na dnie tworzą się skupienia lub warstwy siarczków żelaza. Osady wzbogacone w mangan, konkrecje i skorupy manganowe powstają z zimnych, silnie rozcieńczonych, utleniających roztworów. Istnieje wyraźna zależność między szybkością spredingu i rodzajem występujących na grzbiecie osadów metalonośnych. Osady żelazowo-manganowe związane są z grzbietami o szybkim spredingu. Na grzbietach o umiarkowanym spredingu przeważają osady bogate w tlenki żelaza. Natomiast na grzbietach o powolnym spredingu tworzą się osady manganowe.

Bogate w metale roztwory mogą być transportowane przez prądy denne na znaczne odległości. Np. na Pacyfiku osady manganowo-żelaziste są spotykane w obszarach oddalonych o ok. 1000 km od macierzystego dla nich grzbietu Wschodniopacyficznego.

#### *VIII.4.2. Konkrecje i skorupy manganowo-żelaziste*

Wody morskie są przesycone  $M^{+2}$ , który w połączeniu z  $O_2$  tworzy  $MnO_2$ . Do rozpoczęcia krystalizacji tlenku manganu konieczna jest obecność podłoża, na którym mógłby się on osadzać, w przypadku jego braku związki manganu nie wytrącają się nawet z przesyconych roztworów.

Utwory manganowe powstają na powierzchni osadów w formie konkrecji, naskorupień lub cienkich powłok pokrywających dno i znajdujące się na nim przedmioty (ułamki skał, szczątki organiczne itp.). Tworzą się one w obszarach o małym przyroście osadów i w dobrze natlenionych wodach.

Konkrecje manganowo-żelaziste pokrywają wielkie obszary głębokich den oceanicznych. Mają one różnorodne kształty, od kulistych, poprzez owalne do form groniastych, złożonych z kilku zlepionych z sobą konkrecji. Wielkość konkrecji waha się od kilkunastu mikrometrów do kilkunastu centymetrów. Powierzchnia konkrecji może być gładka lub pokryta guzami. Jej wewnętrzna budowa składa się z koncentrycznych, występujących na przemian lamin tlenku manganu i wodorotlenku żelaza. Zawierają one również liczne metale, takie jak Ni, Co, Cu i in., w ilościach o znaczeniu ekonomicznym. Laminę otulają jądro, którym najczęściej są kości rekinów, zęby ryb, trafiają się również okruchy wulkaniczne i ziarna mineralne.

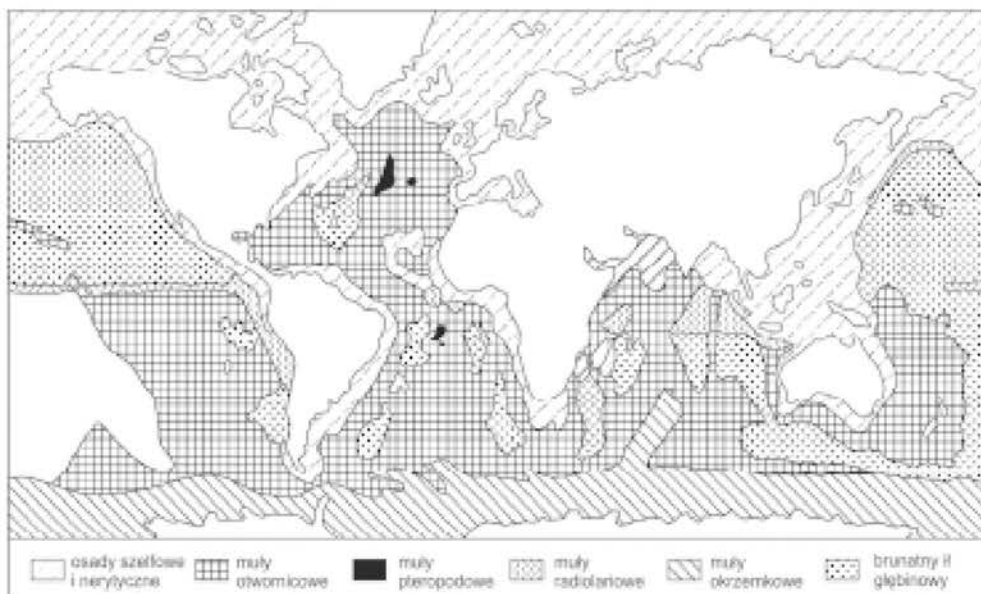
Największa koncentracja konkrecji występuje na powierzchni dna. Ich ilość szybko maleje w głąb osadu. Już na głębokości 4 m spotyka się jedynie pojedyncze egzemplarze. Pokrycie konkrecji osadem zatrzymuje dalszy jej rozwój.

Konkrecje rosną bardzo powoli, 1–4 mm/ $10^6$  lat, natomiast przyrost osadów, na których się one tworzą, jest wielokrotnie większy, wynosi ok. 100 cm/ $10^6$  lat. Kilkucentymetrowej średnicy konkrecja pozostawała więc wiele milionów lat na powierzchni dna, w czasie których powinna być już dawno przykryta osadami. Pod uwagę są brane dwa czynniki utrzymujące konkrecje na powierzchni. Jednym z nich jest działalność organizmów mułozernych i bentonicznych, pierwsze przerabiając osad, wypychają konkrecje, drugie przemieszczając się po dnie, poruszają konkrecje. Drugim czynnikiem są prądy denne. Nawet stosunkowo słaby prąd może nie dopuszczać do gromadzenia się osadu na konkrecjach. Silniejsze prądy są nawet w stanie toczyć konkrecje, wskutek czego uzyskują one koncentryczną budowę.

W wyniku działania organizmów mułozernych konkrecje utrzymywane są w izolacji. W przypadku gdy pozostają nieruchome, zlepiają się wzajemnie, tworząc rodzaj bruku na powierzchni dna. Rozległe obszary den oceanicznych pokryte są takimi brukami.

### *VIII. 5. Rozmieszczenie osadów pelagicznych*

Na mapie rozmieszczenia osadów w oceanie światowym (ryc. 90) zwracają uwagę różnice w proporcjach osadów węglanowych do krzemionkowych, jakie zachodzą między



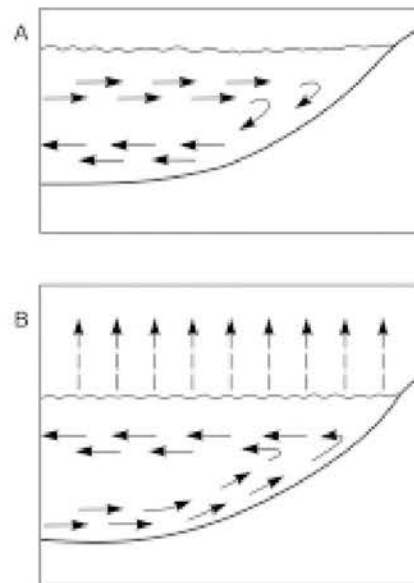
Ryc. 90. Rozmieszczenie osadów na dnach oceanów (na podstawie H.V. Thurman, 1988)

największymi oceanami. Atlantyk jest oceanem, w którym szeroko rozprzestrzenione są osady węglanowe, natomiast na Pacyfiku duże obszary zajmują osady krzemionkowe. Ocean Indyjski zajmuje w tym układzie stanowisko pośrednie.

Taki rozkład osadów związany jest z cyrkulacją wód oceanicznych. Kontroluje ona rozpuszczanie węglanowych cząstek organicznych i żyzność oceanów, która w dużej mierze jest uzależniona od prądów wstępujących. Północny Atlantyk ma cyrkulację antyestuariową, północny Pacyfik – estuariową (ryc. 91). W krążeniu antyestuariowym wody denne są odprowadzane ze zbiornika i na ich miejsce napływają wody powierzchniowe. System ten jest napędzany przez wzmożone parowanie, które zwiększa zasolenie oceanu. Wody denne są młode, stosunkowo niedawno znajdowały się blisko powierzchni, dobrze natlenione i bliskie nasyceniu względem  $\text{CaCO}_3$ , co sprzyja powstawaniu osadów węglanowych. Ubytek wód powierzchniowych uzupełniany jest napływem wody z innych basenów. W rezultacie wody powierzchniowe w zbiornikach o krążeniu antyestuariowych są raczej jałowe.

Natomiast w krążeniu estuariowym wody powierzchniowe zastępowane są przez wody denne, wynoszone przez prądy wstępujące, niosące żyzne, zimne wody głębinowe, które umożliwiają bujny rozwój pelagicznych organizmów krzemionkowych i sprzyjają zachowaniu ich elementów szkieletowych w osadach. Znajdują się one ponadto daleko od miejsca swego powstania, a więc są stare i tym samym wzbogacone w  $\text{CO}_2$  przez metabolizm organizmów głębokomorskich, co powoduje ich zwiększoną agresywność względem cząstek węglanowych.

W basenach o krążeniu estuariowym zarówno produkcja biologiczna, jak i warunki zachowania cząstek organicznych sprzyjają powstawaniu biogenicznych osadów krzemionkowych.



Ryc. 91. Oceany o krążeniu estuariowym (A) i antyestuariowym (B). Strzałki przerywane – parowanie

## Rozdział IX

# Woda morska

### IX.1. Molekularna budowa wody

Woda jest związkiem chemicznym o znanym wzorze  $H_2O$ . Oznacza on, że każdy atom tlenu związany jest z dwoma atomami wodoru. Atom wodoru ma jeden elektron w swojej powłoce elektronowej, na której jest wolne miejsce na drugi. Na zewnętrznej powłoce elektronowej atomu tlenu znajduje się 6 elektronów i może ona przyjąć jeszcze dwa elektrony. Powłoki te są niestable. Uzyskują one stabilność, gdy wolne miejsca zostaną uzupełnione, co następuje, gdy dwa atomy wodoru łączą się z atomem tlenu, tworząc molekulę wody\* (ryc. 92).

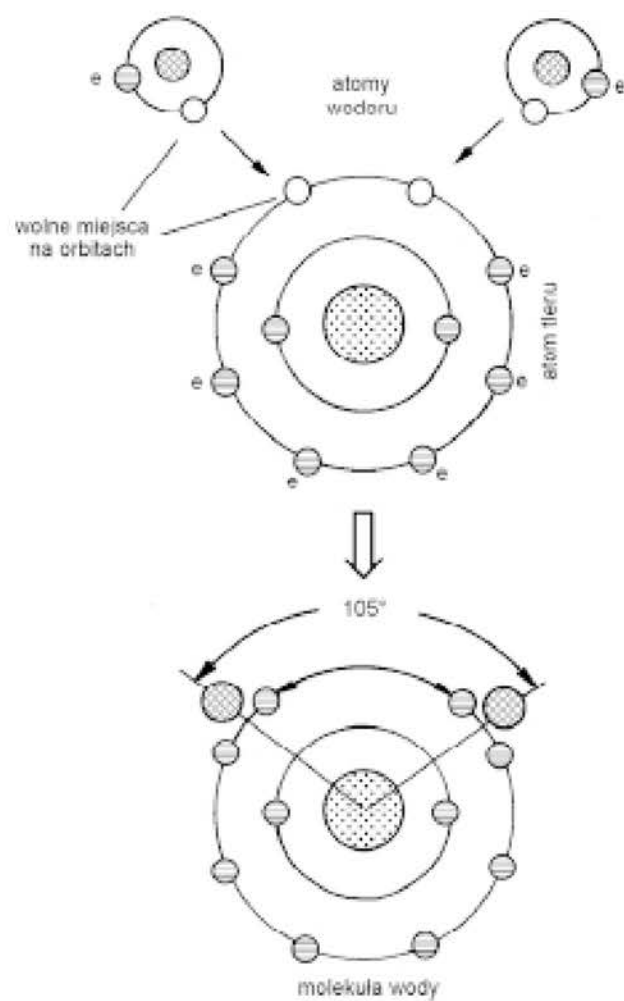
Ładunek elektryczny atomów wodoru jest dodatni, tlenu ujemny, w związku z tym przyciągają się one nawzajem, natomiast między atomami wodoru, o tym samym ładunku, powstają siły odpychające. W rezultacie atomy wodoru w molekule oddalone są od siebie o  $105^\circ$ . Powoduje to nierównomierny rozkład ładunku elektrycznego na molekule. Po jej „wodorowej” stronie uzyskuje ona ładunek lekko dodatni, po stronie „tlenowej” lekko ujemny. Molekuła staje się dipolem, który zachowuje się podobnie jak magnes, przyciągając swoim biegunem dodatnim cząstki naładowane ujemnie, biegunem ujemnym cząstki o ładunku pozytywnym. Taka budowa atomowa wody umożliwia łączenie się molekuł z sobą za pomocą, znacznie słabszych niż więzi molekularne, wiązań elektronowych, zwanych wiązaniami wodorowymi.

Postacie, w jakich występuje woda (ciecz, ciało stałe, gaz), zależą od stopnia, w jakim molekuły wody są powiązane z sobą. Zdolność łączenia się cząstek wody z sobą określamy mianem kohezji. W przypadku wody jako cieczy tworzą one krótkie łańcuchy składające się z kilku molekuł, między którymi błądzą pojedyncze molekuły. W lodzie wszystkie molekuły są powiązane z sobą wiązaniami wodorowymi. Ich układ przypomina plaster miodu. Natomiast w stanie gazowym (para) wszystkie molekuły są luźne (ryc. 93).

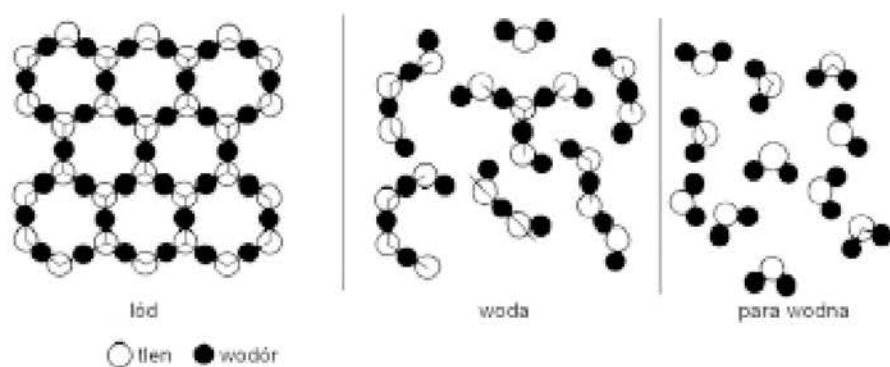
---

\*Molekuła jest to najmniejsza cząsteczka związku chemicznego lub pierwiastka, jaka bierze udział w reakcjach chemicznych.





Ryc. 92. Molekula wody. e – elektron. Białe pola oznaczają wolne miejsca na przyjęcie dodatkowego elektronu



Ryc. 93. Układ molekuł w wodzie w stanie płynnym, stałym i gazowym

## IX.2. Własności fizyczne wody

Woda jest szczególnym płynem. Różni się ona pod wieloma względami od wszystkich innych cieczy występujących w przyrodzie. Między innymi odznacza się ona:

1. Największą (poza amoniakiem) pojemnością cieplną, która sprawia, że woda ma zdolność magazynowania dużych ilości ciepła.
2. Największym (również poza amoniakiem) utajonym ciepłem zamarzania i topienia, dzięki któremu ma ona własności termostatyczne, absorbując lub wydzielając ciepło do otoczenia.
3. Największym ze wszystkich płynów utajonym ciepłem parowania i kondensacji. Jest ono istotne dla wymiany ciepła między wodą i atmosferą.
4. Wysoką zdolnością rozpuszczania. Woda odgrywa główną rolę w procesach wietrzenia chemicznego i w wielu procesach biologicznych.
5. Napięciem powierzchniowym, które umożliwia procesy życiowe komórek organicznych, a nawet bieganie owadów po jej powierzchni.
6. Wyjątkową zmianą gęstości w momencie zamarzania.

### IX.2.1. Temperatura

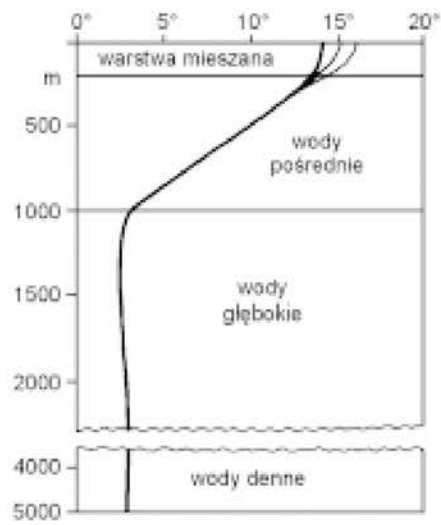
Temperatura wody w oceanach maleje wraz z głębokością. Największy spadek następuje w najwyższej części kolumny wody. Np. na niskich szer. geogr. rozkład temperatur przedstawia się następująco:

Powierzchnia		20°C
głębokość	500 m	8°C
	1000 m	4°C
	4000 m	2°C

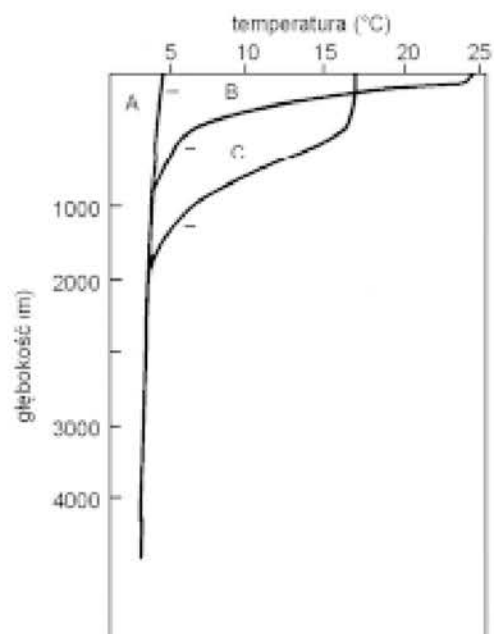
Tak więc, cienka warstwa ciepłej wody o grubości 200–300 m unosi się nad masą wód o niskiej temperaturze. Ciepłe i zimne wody są rozdzielone strefą szybkiego spadku temperatury, tzw. termokliną (gr. *thermos* – ciepło, łac. *clinare* – nachylać się) (ryc. 94).

Na kształt i położenie termokliny mają wpływ praktycznie wszystkie procesy fizyczne zachodzące w oceanach (falowanie, prądy i in.) i procesy meteorologiczne na powierzchni (wiatry, radiacja itp.). Może ona podlegać różnym okresowym modyfikacjom. Termoklina ma wpływ na wartość takich cech wody jak gęstość, przewodnictwo dźwięków, przezroczystość. Górna granica stałej termokliny, tj. takiej, która w ciągu roku nie ulega żadnym zmianom, znajduje się na głębokości 100–700 m. Zaznacza się ona między 50°–60° szerokości geograficznej północnej i południowej.

W wodach powierzchniowych na średnich szer. geogr., w związku z dużymi wahaniami temperatury i zasolenia, pojawiają się termokliny sezonalne. Na równiku strop termokliny leży stosunkowo płytko, jest ona dość gruba i wyraźnie zaznaczona. Na środkowych szerokościach miąższość jej wzrasta, pojawia się na większych głębokościach i różnice temperatur między stropem i spągami termokliny stają się mniejsze. Na wysokich szerokościach geograficznych temperatury wód powierzchniowych i głębokich niewiele różnią się od siebie i termoklina praktycznie zanika (ryc. 95).



Ryc. 94. Termoklina na środkowych szer. geograficznych. W warstwie mieszanej zaznaczono termokliny sezonalne



Ryc. 95. Termokliny w rejonach polarnych (A), tropikalnych (B) i umiarkowanych (C)

### IX.2.2. Gęstość

Gęstość, czyli ilość masy przypadającej na daną objętość ( $\text{g/cm}^3$ ), jest jedną z podstawowych właściwości materii. Gęstość wody zależy od jej temperatury, zasolenia i ciśnienia, pod jakim się ona znajduje. W przypadku wód morskich waha się ona od 1,02 do 1,07  $\text{g/cm}^3$ .

Razem z obniżaniem się temperatury zwiększa się jej gęstość. Ciepłe, lekkie wody powierzchniowe oddzielone są od wód głębokich strefą, w której następuje gwałtowny wzrost gęstości. Strefa ta określana jest jako pyknoklina (gr. *pyknos* – silny). Jest ona zwierciadlanym odbiciem termokliny. Wody oceaniczne są więc warstwowane gęstościowo. Taki układ sprawia, że mieszanie się wód głębokich i powierzchniowych jest utrudnione i zachodzi jedynie w określonych miejscach, gdzie powstają prądy wstępujące (rozdz. ...).

Najlepiej wykształcona pyknoklina występuje na niskich i średnich szer. geogr. W rejonach polarnych, gdzie różnice temperatur między wodami powierzchniowymi i głębokimi są niewielkie, pyknoklina zanika. Warstwa powierzchniowa, w której wody są mieszane przez wiatry, falowanie i w związku z czym zachodzą zmiany temperatury i zasolenia, jest określana jako warstwa mieszana.

Woda, podobnie jak pozostałe substancje, zwiększa swój ciężar właściwy razem ze spadkiem temperatury. W pobliżu  $+4^\circ\text{C}$  zachowuje się jednak inaczej. Przyrost gęstości powoli się zmniejsza, a po przekroczeniu temperatury  $3,8^\circ\text{C}$ , przy której osiąga ona swoją gęstość maksymalną ( $1 \text{ g/cm}^3$ ), zaczyna się rozszerzać i jej gęstość maleje. Jest to ważna cecha wody, gdyż w przeciwnym przypadku zimne wody powierzchniowe tonęłyby w cieplejszej wodzie podścielającej, uniemożliwiając tworzenie się na powierzchni lodu.

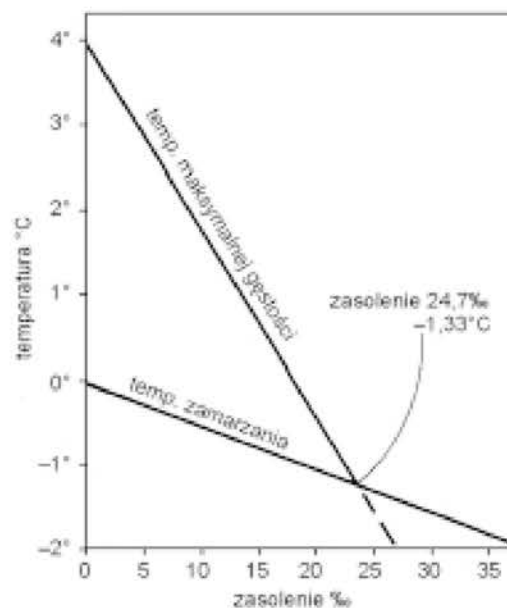
W temperaturze  $0^\circ\text{C}$  gęstość wody wynosi  $0,999 \text{ g/cm}^3$  i zaczyna się proces zamarzania. Następuje gwałtowny spadek gęstości. Gęstość lodu wynosi  $0,917 \text{ g/cm}^3$ , a jego objętość jest o 9% większa niż wody, z której on powstał. Mimo dalszego chłodzenia, temperatura wody nie ulega zmianie do chwili zamarznięcia całej jej objętości. Niemierzalny termometrem ubytek ciepła określany jest jako ukryte ciepło zamarzania. Podobnie lód, aby ulec stopieniu, musi pobrać pewną ilość ciepła z otoczenia. Jest to tzw. ukryte ciepło topienia. Dlatego np. kostki lodu używane są do oziębiania napojów chłodzących. Ciepło zamarzania i topienia wody wynosi  $80 \text{ cal/g}$ .

### IX.2.3. Zamarzanie wody morskiej

W przypadku wód morskich temperatura zamarzania i temperatura, w której osiągają one swoją maksymalną gęstość, są odwrotnie proporcjonalne do wzrostu zasolenia (ryc. 96). Na przykład:

zasolenie	maksymalna gęstość	temp. zamarzania
10‰	$1,86 \text{ g/cm}^3$	$0,53^\circ\text{C}$
30‰	$2,47 \text{ g/cm}^3$	$1,47^\circ\text{C}$

Ze wzrostem zasolenia temperatura maksymalnej gęstości obniża się wolniej niż temperatura zamarzania i przy zasoleniu 24,7‰ obie te temperatury są sobie równe, odpowiadająca im gęstość wody wynosi  $1,02 \text{ g/cm}^3$ . Ten fakt jest ważny dla wymiany ciepła



Ryc. 96. Temperatura maksymalnej gęstości i temperatura zamarzania wody morskiej o różnym zasoleniu (na podstawie D.A. Ross, 1995)

w oceanach, ponieważ procesy pionowej konwekcji wody i zamarzania na powierzchni są inne w przypadku wód o zasoleniu niższym i wyższym niż 24,7‰.

Przy zasoleniu wynoszącym mniej niż 24,7‰ (np. Bałtyk) woda morska reaguje na obniżanie się temperatury podobnie jak woda słodka i lód tworzy się na powierzchni. W temperaturze 0°C zamiera konwekcja, wywołana różnicami gęstości między wodami powierzchniowymi i podścielającymi.

Zamarzanie wody o zasoleniu wyższym niż 24,7‰ zachodzi przed osiągnięciem przez nią maksymalnej gęstości. W związku z tym konwekcja trwa nadal, teoretycznie do zamarznięcia zbiornika do dna. W oceanach oznacza to, że chłodzenie wysoko zasolonej wody rozciąga się do znacznie większych głębokości i niższych temperatur niż w przypadku mniejszego zasolenia.

Woda jest bardzo mało ściśliwą substancją. Wpływ ciśnienia na jej gęstość jest nieznaczny i nie przekracza 5% wpływu spowodowanego przez temperaturę i zasolenie.

Wzrost gęstości będący wynikiem ciśnienia wynosi  $45 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$  na każde 100 decybarów (1 bar = 986,9 atm.), które odpowiadają ciśnieniu słupa wody o wysokości 1000 m. Innymi słowy gęstość wzrasta o 5% na każdy kilometr głębokości.

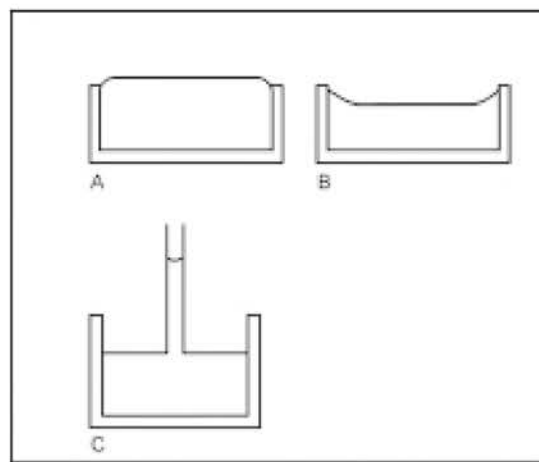
W warunkach naturalnych woda ma, jak wiadomo, gęstość (c. wł.) wynoszącą  $1 \text{ g/cm}^3$ . Ze wzrostem zasolenia gęstość wody wzrasta. Tempo tego wzrostu wynosi ok.  $8 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$  na każde 2‰ wzrostu zasolenia. Przykładowo:

zasolenie 7‰	15‰	35‰
gęstość 1,005 g/cm <sup>3</sup>	1,016 g/cm <sup>3</sup>	1,028 g/cm <sup>3</sup>

#### IX.2.4. Napięcie powierzchniowe

Jednym z przejawów wiązań wodorowych, łączących molekuły wody, jest napięcie powierzchniowe, które powoduje, że jej powierzchnia zachowuje się jak bardzo cienka, elastyczna błonka. Przejawem istnienia napięcia powierzchniowego jest np. utrzymywanie się na powierzchni wody położonej na płask żyletki lub igły. Napięcie powierzchniowe jest też wykorzystywane przez drobne owady biegające swobodnie po lustrze wody.

Z napięciem powierzchniowym wody związana jest adhezja, czyli przyleganie wody do ciał obcych. Wynikiem stosunku sił adhezji i sił molekularnych jest kształt lustra wody w naczyniu. W przypadku przewagi sił molekularnych następuje jego wybrzuszenie, określane jako menisk wypukły, jeżeli zaś przeważają siły adhezji woda lekko się wznosi po ścianach naczynia, tworząc menisk wklęsły (ryc. 97).



Ryc. 97. Meniski: A – wypukły, B – wklęsły, C – woda w naczyniu włosowatym

W bardzo cienkich rurkach, tzw. naczyniach włosowatych, następuje połączenie sił adhezji i kohezji, powodując powstanie zjawisk kapilarnych. Woda jest wciągana do takiej kapilary na znaczną wysokość.

#### IX.2.5. Światło w wodzie morskiej

Rozchodzenie się światła w wodzie morskiej jest znacznie trudniejsze niż w atmosferze. Zaraz na wstępie część promieniowania słonecznego zostaje odbita od powierzchni oceanu, a światło, które wniknęło w wodę, stopniowo słabnie. Fale świetlne odbijają się od molekuł wody oraz zawieszonych w niej cząstek i ulegają rozproszeniu, powodując jednocześnie wibrację molekuł. Drgające molekuły przekształcają energię elektromagnetyczną światła w ciepło.



Tak więc, światło wędrując w głąb oceanu traci swoją intensywność. Już 1 m pod powierzchnią oceanu pozostaje tylko 45% energii świetlnej, na głębokości 10 m 16%, a poniżej 100 m zaledwie 1%. W rezultacie światło bardzo rzadko przenika głębiej niż 250 metrów.

Białe światło jest mieszaniną wszystkich kolorów tęczy. W miarę przenikania w głąb oceanu zostają wyeliminowane przez adsorpcję najpierw długie fale świetlne dające kolor czerwony. Już na niewielkiej głębokości kilku metrów przedmioty czerwone wydają się nurkowi szare. Następnie zanikają kolory żółty, pomarańczowy, zielony. Najgłębiej dociera kolor niebieski wytwarzany przez fale krótkie. Światło niebieskie może wędrować w wodzie dostatecznie daleko, by dotrzeć z głębi do ludzkiego oka, dlatego też czyste wody otwartych oceanów oglądane z daleka mają różne odcienie koloru niebieskiego.

### ***IX.3. Chemizm wód morskich***

#### ***IX.3.1. Zasolenie***

Woda morska jest roztworem. Średnia zawartość rozpuszczonych w niej soli wynosi:

NaCl	27,2‰
MgCl	3,8‰
Siarczany Mg, Ca, K	3,8‰
CaCO <sub>3</sub>	0,12‰
MgBr	0,08‰

Ponadto zawiera ona kilkadziesiąt innych związków chemicznych występujących w formie zdysocjowanej oraz rozpuszczone gazy, przede wszystkim azot (N<sub>2</sub>), tlen (O<sub>2</sub>) i dwutlenek węgla (CO<sub>2</sub>). Maksymalne wartości zasolenia powierzchniowych wód oceanicznych występują pomiędzy 20° i 30° szerokości geograficznej płn. oraz 15° i 20° szer. geogr. pld. Ulegają one zmniejszeniu w kierunku równika i rejonów polarnych. Względna ilość soli zwiększa się przez parowanie i przez tworzenie się lodu, procesów które „odciągają” czystą wodę. Na odwrót opady, dopływy rzek, topienie się lodów zmniejszają zasolenie. Stopień, w jakim opady i parowanie wpływają na zasolenie wody powierzchniowej, określany jest przez wzór:

$$S = 34,6 + 0,0175 \times (E - P)$$

w którym S – zasolenie w promilach (‰), E – parowanie, P – opad (precypitacja) wyrażony w cm/rok.

Na otwartym oceanie zasolenie wody zazwyczaj mieści się w przedziale 33–37‰, średnio wynosi ono 35‰. Maksymalne zasolenie występuje w obszarach subtropikalnych, gdzie parowanie jest większe niż opady. Zasolenie zmniejsza się do 34‰ w kierunku równika, gdzie oceany otrzymują więcej wody słodkiej dostarczanej przez regularne deszcze tropikalne niż w rejonach subtropikalnych.

Na szerokościach pośrednich deszcze redukują zasolenie do mniej niż 34‰. Rzeki wpływają na zasolenie w rejonach wybrzeży i na szelfie, co widać wyraźnie przy ujściu Amazonki, która wprowadza każdego roku więcej niż  $96 \times 10^3$  m<sup>3</sup> wody do Atlantyku. Występują również roczne fluktuacje zasolenia w wodach powierzchniowych mórz polarnych związane z tworzeniem i topieniem pokrywy lodowej.

Zasolenie zmienia się również z głębokością. Z tego punktu widzenia wyróżnia się trzy strefy:

1. Wody powierzchniowe, są dobrze wymieszane, zasolenie ich jest jednolite, a grubość tej warstwy waha się w granicach 50–100 m.

2. Poniżej znajduje się haloklina. Haloklina jest strefą szybkiego wzrostu wartości zasolenia.

3. Trzecią strefę stanowi gruba, sięgająca dna strefa wód głębokich o niewielkich zmianach zasolenia.

W niektórych rejonach, na głębokościach 600–1 000 m, pojawia się jeszcze dodatkowa strefa minimalnego zasolenia.

Haloklina (gr. *halos* – sól) często stanowi zwierciadlane odbicie termokliny, a kombinacja termokliny i halokliny tworzy pyknoklinę.

### IX.3.2. Gazy w wodzie morskiej

Gazem, który występuje w największej ilości w atmosferze i oceanach jest azot (N), następnie tlen (O<sub>2</sub>) i dwutlenek węgla (CO<sub>2</sub>). Procentowy udział tych gazów jest podany w tab. 2.

Maksymalna ilość gazu, jaka w danych warunkach może być rozpuszczona w wodzie, określana jest jako wartość nasycenia, która zależy od temperatury, zasolenia i ciśnienia. W przypadku obniżenia temperatury i zasolenia wody oraz podniesienia się ciśnienia wartość ta wzrasta.

**Tlen** jest bardzo ważnym składnikiem wody morskiej, m.in. ze względu na istniejące w niej życie. Wody powierzchniowe są nasycone tlenem. Stężenie tlenu zmniejsza się z głębokością i osiąga najmniejszą wartość w wodach pośrednich na głębokości od 150 do kilkuset metrów, strefę tę określa się jako minimum tlenowe. Strefa minimum tlenowego ma duże znaczenie dla pionowego zróżnicowania fauny, jak również z punktu widzenia geologicznego, gdyż w obrębie tej strefy powstają osady bogate w materię organiczną.

Minimum tlenowe jest spowodowane z jednej strony brakiem roślin fotosyntetyzujących, produkujących tlen, z drugiej ubytkiem tlenu wskutek oddychania zwierząt i utleniania związków mineralnych.

Powyżej pyknokliny procesy mieszania wód zapewniają wysoką zawartość tlenu. Dużą rolę w dostawie tlenu spełniają również rośliny, z drugiej jednak strony pobierają one z wody fosforany i krzemiany, powodując jej wyjąłowanie. Poniżej pyknokliny, gdzie nie ma roślin zielonych i fauna jest zubożona, składników odżywczych jest więcej i wody są bardziej żyzne. W związku z tym, na granicy minimum tlenowego, mimo zmniejszonej ilości tlenu, rozwija się bujnie fauna planktoniczna i nektoniczna. Głębiej, gdzie fauny jest mniej, ilość tlenu ponownie wzrasta.

Obniżoną zawartość tlenu mają również wody głębokie. Powstają one w rejonach polarnych i są początkowo dobrze natlenione. Na niższych szer. geogr. pogrążają się one pod wody cieplejsze i płyną ku równikowi. W czasie swojej wędrówki tracą tlen, który jest zużywany przez faunę oraz procesy utleniania minerałów i martwej materii organicznej. Stąd im wody głębokie są dalej od swoich obszarów źródłowych, a tym samym starsze, zawierają one mniej tlenu. Zawartość tlenu może więc służyć jako przybliżony wskaźnik ich wieku.

Bardzo niskie lub zerowe koncentracje tlenu spotyka się w wodach dennych izolowanych, głębokich basenów, takich jak rowy oceaniczne, zamknięte morza śródładowe itp. Zbiorniki te mają jedynie powierzchniową wymianę wód. Głębokie wody w takich zbiornikach są uwarstwione i stagnujące. Podobne warunki istnieją również w głębiach fiordów. Zużycie tlenu przez rozkład materii zarówno organicznej, jak i nieorganicznej przekracza ewentualną jego dostawę przez bardzo powolną cyrkulację. Wody denne stają się w takich warunkach beztlenowe.

**Dwutlenek węgla** zawarty w wodzie morskiej pochodzi z atmosfery i wytwarzany jest między innymi w procesach oddychania roślin. W procesie fotosyntezy rośliny pobierają  $\text{CO}_2$ . Wykorzystują one węgiel do budowy cząstek organicznych i wydzielają tlen jako produkt uboczny. Natomiast w procesie respiracji pobierany przez rośliny tlen powoduje rozkład produktów organicznych wytwarzanych w ich komórkach. Zachodzące wówczas reakcje chemiczne dostarczają im potrzebnej energii. Dodatkowym źródłem dwutlenku węgla jest również rozkład martwej materii organicznej, np. przez bakterie. W procesie tym zużywany jest tlen i uwalniany dwutlenek węgla.

Rośliny zielone do przebiegu procesu fotosyntezy potrzebują światła. To z kolei ogranicza ich występowanie do głębokości, do której dociera wystarczająca jego ilość. Zależy ona od stopnia przejrzystości (zmętnienia) wody i na pełnym oceanie wynosi zazwyczaj ok. 200 m.

Dwutlenek węgla bardzo łatwo ulega rozpuszczeniu. Reagując z wodą tworzy on słaby kwas węglowy ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) i w warunkach nasycenia woda może utrzymać nawet 1 000 razy więcej  $\text{CO}_2$  niż azotu i tlenu. Ze względu jednak na szybkie zużycie przez rośliny morskie, stanowi on tylko ok. 15% wszystkich rozpuszczonych w wodzie morskiej gazów, niemniej zawartość  $\text{CO}_2$  w wodach oceanicznych jest zwykle ok. 60 razy większa niż w atmosferze, w której wynosi zaledwie 0,035%.

**Azot**, mimo jego dużej zawartości w oceanach, nie ma w oceanologii poważniejszego znaczenia. Jest on wykorzystywany głównie przez rośliny.

T a b e l a 2

Zawartość głównych gazów w atmosferze i wodzie morskiej (% objętościowe)		
Gaz	Atmosfera	Woda morska
Azot	78,8%	48%
Tlen	20,95%	36%
Dwutlenek węgla	0,035%	15%
Pozostałe	0,215%	1%

### IX.3.3. Czas retencji

Ważnym pojęciem w oceanologii i geochemii morskiej jest czas retencji. Określa on średnią długość czasu, jaki dany atom lub cząsteczka danej substancji przebywa w zbiorniku (w oceanie, atmosferze, jeziorze). Czas retencji (RT – *retention time*) jest zarazem miernikiem reaktywności danej substancji z innymi. Wysoko reaktywne substancje mają krótki RT i na odwrót. Np. para wodna w dolnej części atmosfery ma RT wynoszący ok. 10 dni. Oznacza to, że jeśli nie będzie dostawy nowej pary wodnej do atmosfery, to skropli się ona w wodę w ciągu 10 dni. Odwrotnie, jeżeli atmosfera nie zawiera pary wodnej, to okres 10 dni parowania z oceanu lub innego zbiornika wody wystarczy, aby powstała para wodna osiągnęła stan równowagi, tj. ilość dodanej pary przez ewaporację będzie równa ilości dodanej wody wskutek skraplania się pary. Para wodna ma znacznie krótszy RT niż większość składników w oceanie. RT niektórych jonów podaje tab. 3.

T a b e l a 3

Średnie czasy retencji niektórych jonów	
Jon	Czas (w latach)
chlor	80 000 000
sód	60 000 000
magnez	10 000 000
siarka	9 000 000
wapń	1 000 000
mangan	7 000
glin	100
żelazo	100



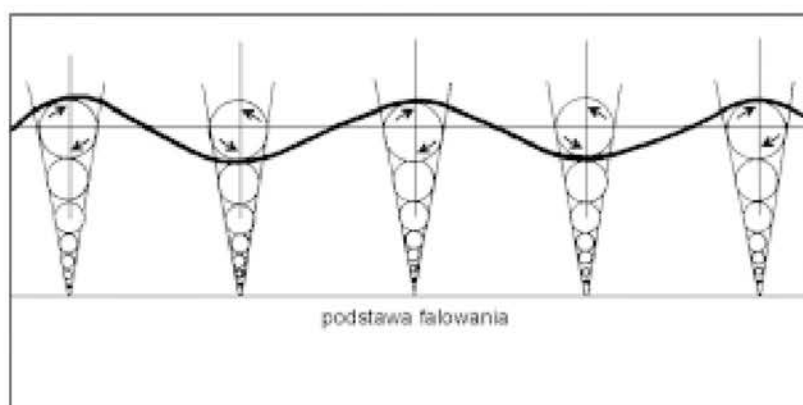
## Rozdział X

# Fale

### X.1. Parametry fali

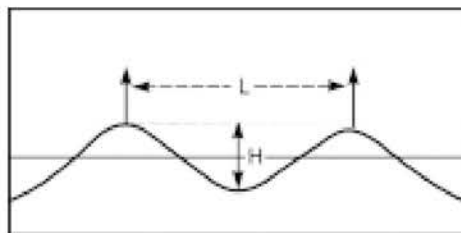
Powszechnie znany jest obraz nadbiegających fal, które z impetem rozbijają się o brzeg. Przyglądając się im bliżej, zauważymy, że pływające na powierzchni przedmioty tańczą na falach, prawie nie zmieniając miejsca. Cząstki wody przenoszone są tam i z powrotem, krążąc po orbitach wokół nieruchomego punktu (ryc. 98). Przekazują one w ten sposób energię z jednej cząstki do drugiej. Fale wodne łączą więc w sobie cechy fal poprzecznych i podłużnych (str. ....). Ten rodzaj fal określa się jako fale orbitalne.

Na oceanach fale mają różnorodny kształt, prędkość, kierunek i są wywoływane różnymi czynnikami. Na wstępie na przykładzie idealnej fali modelowej rozpatrzmy elementy konieczne do ich opisu (ryc. 99). Fale składają się z kolejnych grzbietów przedzielonych dolinami. Odległość pionowa między grzbietem i doliną fali nazywamy wysokością fali ( $H$ ), niekiedy stosuje się również termin amplituda. Horyzontalna odległość między odpowiadającymi sobie punktami (np. grzbietami) na dwu sąsiednich falach jest długością fali ( $L$ ). Stosunek  $H/L$  określa stromość fali. Czas, jaki upływa pomiędzy przejściem przez punkt obserwacyjny dwu kolejnych grzbietów określa się jako okres fali ( $T$ ).



Ryc. 98. Ruch cząstek wody w fali orbitalnej

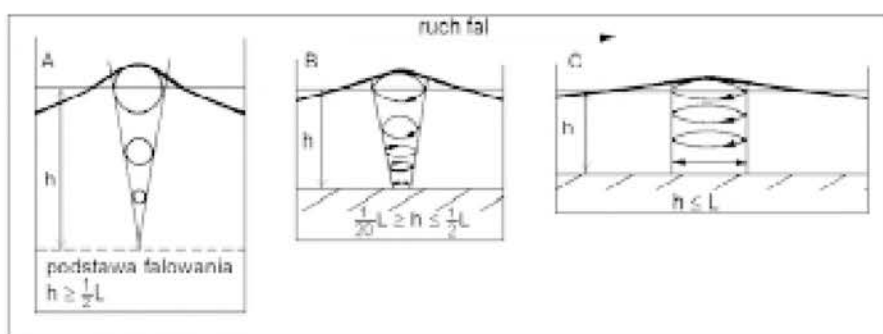




Ryc. 99. Elementy fali. H – wysokość, L – długość fali

Przez prędkość fali ( $V_f$ ) rozumiemy szybkość, z jaką przemieszczają się odkształcenia powierzchni wody, a nie jej cząstki. W rezultacie przedmiot pływający na powierzchni pozostaje praktycznie w miejscu, wznosząc się i opadając w rytmie przebiegających fal. W rzeczywistości jednak orbity przesuwały się nieznacznie w kierunku postępu fal. Wsteczny ruch cząstek w dolnej połowie orbity jest wolniejszy niż w górnej. W rezultacie następuje niewielkie przemieszczenie wody. Częstotliwość fal ( $f$ ) jest to liczba fal przechodzących przez punkt obserwacyjny w jednostce czasu, będąca odwrotnością okresu:  $f = 1/T$ . Energia fali przenoszona jest w głąb. Na powierzchni średnice orbit, na których krążą cząstki wody, są równe wysokości fali i maleją wraz ze wzrostem głębokości aż do podstawy falowania, na której ruch falowy zanika.

Długość fali jest zdeterminowana przez średnicę orbit cząstek wody, natomiast ich kształt zależy od głębokości wody. W przypadku, gdy głębokość wody ( $d$ ) jest większa niż  $1/2$  długości fali, orbity cząstek mają kształt regularnych kół (ryc. 100). Ten rodzaj fal jest określany jako fale głębokowodne. Fale te nie „czują” dna. Na wodzie, której głębokość mieści się w przedziale  $1/2$  do  $1/20$  długości fali, orbity cząstek stają się eliptyczne. Jest to spowodowane tarcie wody o dno. Są to tzw. fale pośrednie, które z kolei na jeszcze płytszej wodzie o głębokości mniejszej od  $1/20$  długości fali przekształcają się w fale płytkowodne. Orbity cząstek w falach płytkowodnych mają formę bardzo spłaszczonych elips. Cząstki wykonują ruchy zbliżone do poziomych oscylacji. Są to długie, niskie fale. Ich wysokość zmniejsza się razem ze wzrostem głębokości wody.



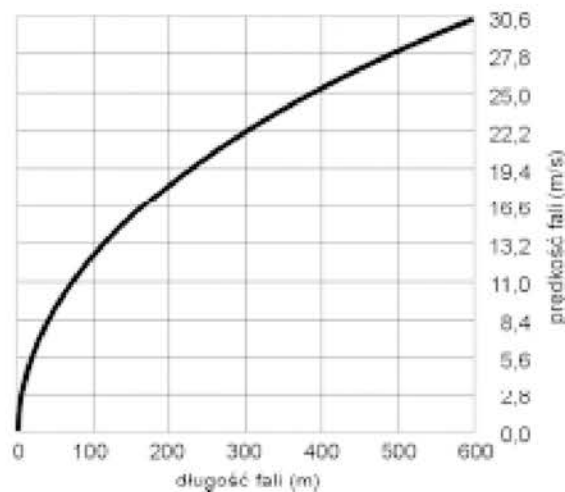
Ryc. 100. Kształt fali w zależności od głębokości wody. A – fale głębokowodne, dno znajduje się głębiej niż podstawa falowania, B – fale pośrednie, C – fale płytkowodne, dno leży płycej niż podstawa falowania

Prędkość fal biegnących na powierzchni wody jest równa długości fali (L) dzielonej przez jej okres (T):  $L/T$ . Elementy te są z sobą powiązane. Stosunek długości fali głębokowodnej do jej prędkości jest funkcją wykładniczą:  $L = 1,56 \text{ m/s} \times T^2$  (ryc. 101). Tak więc wzór na prędkość przyjmuje postać:

$$V_s = \frac{1,56 \times T^2}{T} = 1,56 \text{ m/s} \times T$$

Znając jeden z tych trzech elementów, można obliczyć pozostałe.

W przypadku fal płytkowodnych, zarówno ich długość, jak i prędkość zależą od głębokości wody (d). Zależność tę wyraża wzór na prędkość:



Ryc. 101. Funkcja długości i prędkości fali (na podstawie H.V. Thurmana, 1994)

#### Przykład

Wiedząc, że  $L \text{ (m)} = 1,56 \times T^2$  i znając okres fali wynoszący np. 6 s, można wyliczyć jej prędkość i długość.

Prędkość:  $V_f = 1,56 \text{ m/s} \times T = 1,56 \times \text{m/s} \cdot 6 \text{ s} = 9,36 \text{ m/s}$

Długość:  $L = 1,56 \text{ m/s} \times T^2 = 1,56 \times 36 = 56,16 \text{ m}$

Okres:  $L/V_T = 56,16/9,36 = 6 \text{ s}$ , po zaokrągleniu 6 s.

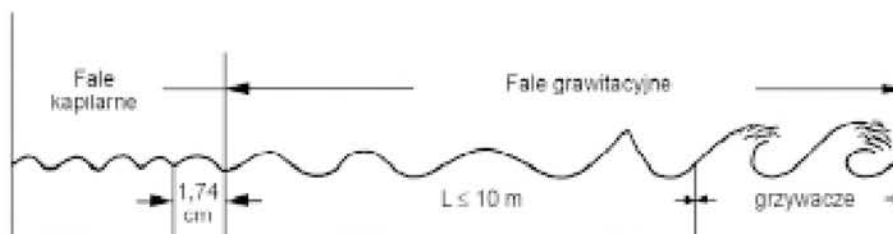
Prędkość fal płytkowodnych  $V_p = \sqrt{gd}$  lub  $3,1\sqrt{d}$   
 ( $g$  = przyspieszenie ziemskie ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ),  $d$  = głębokość)

Wszystkie fale wytwarzane przez wiatr są falami głębokowodnymi. Fale innego pochodzenia, takie jak fale pływowe (str. ....), wywołane trzęsieniami Ziemi (str. ....), sejsmiczne (str. ....), o których będzie mowa dalej, mają charakter fal płytkowodnych lub pośrednich.

## X.2. Geneza fali

Przyczyny powodujące powstawanie fal w środowisku wodnym mogą być bardzo różne, poczynając od kamienia wrzuconego do spokojnej wody, przez wiatr, trzęsienia Ziemi do sił grawitacji (str. ....). Najczęściej jednak mamy do czynienia z falami wywołanymi przez tarcie wiatru o powierzchnię wody.

Wiatr, który nadlatuje nad gładką powierzchnię wody, wytwarza początkowo drobne zmarszczki. Siły kapilarne starają się przywrócić gładką powierzchnię. W rezultacie powstają fale kapilarne (ryc. 102). Szorstka powierzchnia stawia większy opór wiatrowi, co powoduje powiększanie się orbit cząsteczek wody i fale rosną. Po przekroczeniu  $1,73 \text{ cm}$  wysokości siłą podtrzymującą ruch falowy staje się grawitacja. Fale kapilarne przekształcają się w fale grawitacyjne. Grzbiety fal dostają się w strefę silniejszego wiatru. Ich cząstki otrzymują większą energię i proporcjonalnie wzrasta wysokość, długość i okresy fal. Dojrzałe fale o jednakowej długości określane są terminem rozkołys (ang. *swell*).



Ryc. 102. Fale kapilarne i grawitacyjne

Wzrost fal zależy od trzech czynników: prędkości wiatru, która musi być wyższa niż postęp fal, czasu trwania wiatru, i rozległości obszaru generacji (ang. *fetch*), na jakim wieje stały wiatr niezmieniający swego kierunku. Silny wiatr potrzebuje prawie trzech dni, aby wytworzyć teoretycznie największe fale, jakie mogą pod jego wpływem powstać. Dłuższe działanie wiatru już ich nie zwiększa. W warunkach naturalnych takie przypadki występują jednak bardzo rzadko.

### X.3. Martwa fala

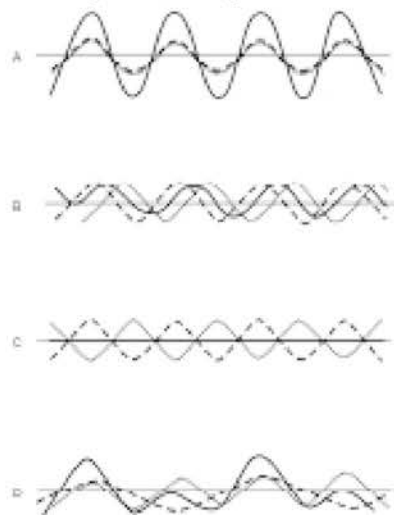
W obszarze generacji występują fale o różnej długości i prędkości. Poza tym obszarem, fale mogą biec z większą szybkością niż istniejący w tym miejscu wiatr. W takim przypadku stromość fal maleje. Chaotyczne dotąd fale wyrównują się i tworzą szeregi jednokowych fal o długich grzbietach. Są one niezależne od wiejącego nad nimi wiatru. Zespoły takich fal określane są jako tzw. martwa fala.

Martwa fala traci bardzo mało energii, przebywa duże odległości i rozładowuje swoją energię dopiero przy brzegu zbiornika. Np. martwa fala powstała w Arktyce morze dotrzeć do Alaski, przebywając odległość 10 000 km.

Obszar generacji jako pierwsze opuszczają fale najszybsze (długie), a następnie fale poruszające się z coraz mniejszą prędkością (coraz krótsze). Następuje segregacja fal. Powstają grupy fal mających określoną długość. Prędkość takiej grupy fal jest o połowę mniejsza niż indywidualna prędkość fal wchodzących w jej skład. W trakcie wędrówki grupy fale czołowe zanikają, a jednocześnie wiatr wytwarza nowe, które dołączają do końca grupy i ilość fal w grupie nie ulega zmianie.

### X.4. Interferencja fal

Oceaniczne fale rodzą się w obszarach sztormowych, nieuniknione jest więc, że spotykają się z sobą zespoły fal biegnących z różnych kierunków i następuje ich interferencja, w wyniku której ulegają zmianie parametry fal. W przypadku zderzenia się z sobą dwu zespołów fal interferencja może być konstruktywna, destrukcyjna lub mieszana (ryc. 103).



Ryc. 103. Interferencja fal. A – interferencja konstruktywna, nakładające się na siebie fale są zgodne w fazie. B – interferencja destrukcyjna, fale są przesunięte w fazie lub C – fale są w fazach przeciwnych. D – interferencja mieszana, nakładają się na siebie fale o różnej długości i wysokości. Kolorem czerwonym oznaczono fale powstałe w wyniku interferencji, kolorami niebieskim i zielonym interferujące systemy fal

Interferencja konstruktywna zachodzi wówczas, gdy zbiegają się ze sobą fale o równej długości i w jednakowej fazie. W takim idealnym przypadku długość fali interferencyjnej pozostaje taka sama, natomiast jej wysokość stanowi sumę wysokości nakładających się fal.

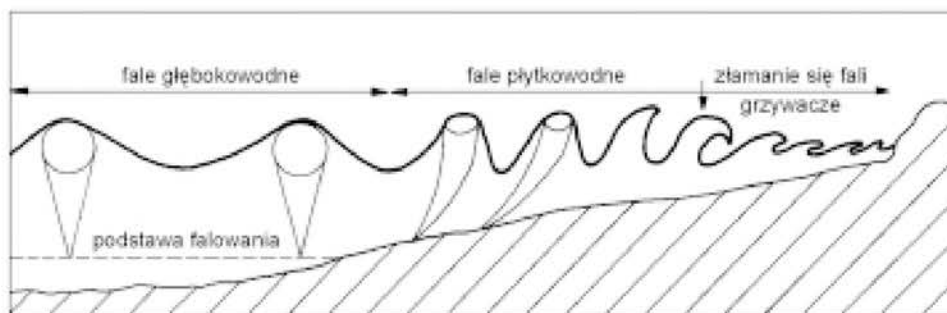
Interferencja destrukcyjna powstaje, gdy interferujące z sobą fale znajdują się w przeciwnych fazach. Grzbiet jednej fali natrafia na dolinę drugiej. Jeżeli ich parametry są idealnie jednakowe, wówczas wygaszają się nawzajem.

Oba te przypadki, o ile w ogóle się zdarzają, są bardzo rzadkie. Zazwyczaj dochodzi do interferencji mieszanej, będącej wypadkową tych przypadków idealnych. Wynikiem takiej interferencji są postępujące za sobą zespoły fal o różnej wysokości oraz inne nieregularności w przebiegu fal obserwowane, gdy fale docierają do brzegu.

### X.5. Przybój fal

Fale, zbliżając się do brzegu, wkraczają na płytką wodę o głębokości mniejszej niż  $1/2$  ich długości. Tarcie wody o dno powoduje, że tracą one energię, ich długość ulega skróceniu i są doganiane przez następne. Wysokość i stromość fal wzrastają, grzbiety fal stają się początkowo ostre, a doliny węższe (ryc. 104). Gdy stromość fal przekracza  $1/7$  ich wysokości, fale łamią się i powstają tzw. grzywacze, fale o spienionych grzbietach. Łamanie się fal jest spowodowane hamowaniem przez tarcie ruchu orbitalnego cząstek znajdujących się przy dnie, natomiast cząstki w pobliżu powierzchni poruszają się znacznie szybciej niż cała forma fali. Fala pochyla się, jej najwyższa część, nie mogąc utrzymać się, spada, tworząc charakterystyczną grzywę spienionej wody. W przypadku stosunkowo stromo nachylonej fali i znacznej różnicy prędkości między dolną i górną częścią fali powstają grzywacze o zagiętych grzbietach wiszących w powietrzu nad doliną poprzedzającej fali.

Strefa występowania grzywaczy określana jest jako kipieli. Nadbiegające martwe fale w strefie kipieli przekształcają się w równoległe linie grzywaczy o jednakowej wysokości. W przypadku jednak gdy fale są generowane przez lokalny wiatr i nie zostały jeszcze całkowicie wysortowane, grzywacze nie tworzą tak regularnego układu. W bezpośred-



Ryc. 104. Przekształcenia fali z zależności od głębokości wody. Fala zaczyna się zmieniać, gdy podstawa falowania dotyka dna, ulega ona spiętrzeniu, załamuje się i powstają grzywacze

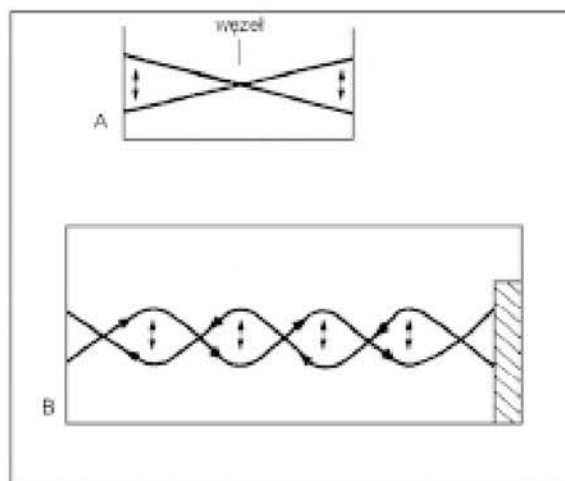
nim sąsiedztwie brzegu, gdzie głębokość wody jest mniejsza niż  $1/20$  długości fal, następuje po raz drugi zmiana ich charakteru. Powstają fale płytkowodne, które transportują wodę w kierunku lądu. Strefę fal płytkowodnych uderzających o brzeg określa się jako strefę przyboju (ang. *surf zone*).

## X.6. Fale stojące

Deformacje powierzchni oceanu spowodowane przez omówione dotychczas fale przemieszczają się w określonym kierunku. Można je określić jako fale postępowe (translacyjne). Drugą kategorię fal stanowią, znacznie rzadziej występujące, fale stojące, których grzbiety i doliny nie zmieniają swego miejsca (ryc. 105). Cząstki wody wykonują jedynie ruchy pionowe. Fale stojące mogą powstawać w dwojaki sposób, albo wskutek odbijania się fal postępowych, tzw. refrakcji, lub w zamkniętych zbiornikach wodnych, gdzie są wymuszane przez wiatr.

Fale postępowe, natrafiając na pionową przeszkodę (stromy brzeg, falochron itp.), odbijają się, tracąc jedynie niewielką część swojej energii. Ich okres nie ulega zmianie. Kierunek przemieszczania się odbitych fal zależy od kąta, pod jakim fale oceaniczne nabiegają do przeszkody. Odbite fale, wracając z powrotem w kierunku otwartego morza, napotykają fale macierzyste. Powstają wówczas różne układy form interferencyjnych. W przypadku, gdy linie grzbietów fal są równoległe do przeszkody, cykle fal oceanicznych i odbitych zgadzają się z sobą i powstają stacjonarne grzbiety i doliny (ryc. 105 B).

Drugą kategorią fal stojących są fale typu sejsz (fr. *seiche*). Z falami tego typu mamy do czynienia w życiu codziennym. Niosąc płyn w otwartym naczyniu, musimy uważać, aby się nie wylał. Wstrząs kroków powoduje kołysanie się powierzchni płynu. Nabiega on raz do jednej, raz do drugiej krawędzi naczynia. Wahania te wzrastają i może dojść do



Ryc. 105. Sejsze (fale stojące). A – sejsz w zbiorniku zamkniętym (jeziorze), B – sejsze powstające wskutek odbicia się fal



wylania się płynu na zewnątrz. Nieświadomie wytworzyliśmy falę stojącą, taką, jaka pojawia się w zamkniętych morzach, zatokach i innych ograniczonych zbiornikach morskich. Najczęściej jednak *seiche* występuje w rozległych jeziorach. Przyjęta dla nich nazwa pochodzi z okolic Jeziora Genewskiego, gdzie jest używana przez ludność miejscową.

Powierzchnia wody w jeziorze pod działaniem wiatru podnosi się i opada na przemian po przeciwległych stronach jeziora (ryc. 105 A), wykonując ruch wahadłowy po obu stronach linii zwanej węzłem, wzdłuż której woda jest nieruchoma. Linia ta znajduje się mniej więcej w połowie jeziora. Okres takiej fali ( $T$ ) jest determinowany przez długość i głębokość zbiornika.

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gh}}$$

$L$  – długość jeziora (m),  $g$  – przyspieszenie ziemskie,  $h$  – głębokość jeziora

W jeziorach *seiche* wywoływane jest ciśnieniem wiatru. Podobne ruchy wody w zbiornikach morskich (np. zatokach) są wzmacniane przez pływy. Wiatr wywołuje fale stojące, które napotykają u wylotu zatoki fale pływu. Następuje ich interferencja i amplituda fal typu *seiche* wzrasta. W takich przypadkach okres fal stojących odpowiada połowie cyklu pływów i wynosi 12 godz. 25 min.

Wysokość fal typu *seiche* jest zazwyczaj niewielka, rzędu kilkunastu cm do 1 m. W przypadku silnego wiatru wiejącego w stronę lądu mogą być one wyższe.

## X.7. Tsunami

Gwałtowne przemieszczenie się mas wody wywołuje fale zwane tsunami (jap. *tsu* – port, *nam* – fala). Są one najczęściej powodowane pionowymi ruchami dna oceanicznego, jakie zachodzą podczas trzęsień Ziemi. Innymi przyczynami powstawania tsunami mogą być: erupcje wulkaniczne, odrywanie się gór lodowych od nadmorskich lodowców, wielkie osuwiska podmorskie lub inne, podobnie gwałtowne zjawiska (np. upadek wielkiego meteorytu).

Dźwignięty w czasie trzęsienia Ziemi blok dna morskiego wypycha wodę wzwyż, grawitacja ściąga powstałe wyniesienie w dół. Woda pod działaniem siły bezwładności przekracza poziom spokojnego morza i w miejscu wyniesienia tworzy się zagłębienie. W rezultacie tego rozkołysu powstają fale, które rozchodzą się kółkiem od epicentrum trzęsienia Ziemi po oceanie. Są to fale bardzo długie. Długość tsunami wynosi ok. 200 km. Połowa ich wysokości, wyznaczająca granicę fal głębokomorskich, wynosi więc 100 km. Żaden ocean nie jest tak głęboki. Wbrew pozorom są to więc, zgodnie z definicją, fale płytkowodne. Ich wysokość na otwartym oceanie jest niewielka, wynosi zaledwie 30–60 cm, średnio ok. 50 cm. Przy okresie tsunami ok. 15 min, są one na falującym morzu niedostrzegalne. Prędkość tsunami oblicza się wg wzoru na prędkość fal płytkowodnych:

$$V_t = \sqrt{gd}$$

gdzie  $g$  = przyspieszenie ziemskie 9,81 cm/s<sup>2</sup>,  $d$  = głębokość morza

Typowa głębokość Pacyfiku, na którym tsunami pojawiają się najczęściej, wynosi 4 600 m. Wstawiając tę wartość do wzoru, otrzymujemy prędkość 212 m/s, czyli w zaokrągleniu 763 km/godz. Przy tej prędkości tsunami zrodzone w rejonie Wysp Aleuckich dotarłoby do oddalonych o 3000 km Wysp Hawajskich w ciągu 5 godzin\*.

Niedostrzegalna na otwartym oceanie fala tsunami, przy brzegu spiętrza się, formując potężny wał wodny, niosący zagładę nadbrzeżnym portom i osiedlom. Prędkość fali spada, jej okres pozostaje niezmieniony, natomiast rośnie wysokość, która na wybrzeżach położonych w pobliżu epicentrum, może osiągać ponad 30 m. Taką wysokość zaobserwowano na jednej z Wysp Aleuckich uderzonej przez tsunami wywołane trzęsieniem Ziemi w pobliskim rowie oceanicznym. To samo tsunami dotarło do Hawajów w towarzystwie wytworzonych przez nie fal pochodnych. Wysokość fali na Hawajach wynosiła jeszcze 9 m, osiągając w wąskiej dolinie na jednej z wysp 17 m. Straty ludzkie i materialne spowodowane przez tsunami są olbrzymie. Np. trzęsienie Ziemi w rowie chilijskim (22 V 1960) wywołało tsunami, które dotarło do Japonii, odległej o 14 500 km, gdzie było przyczyną śmierci 180 osób, a straty materialne sięgnęły 50 mln \$. Porty Los Angeles i San Diego (USA) zostały poważnie zniszczone. W przeszłości kroniki zanotowały znacznie większe katastrofy spowodowane przez tsunami. W 1703 r. zginęło w Japonii 100 000 ludzi. Wybuch wulkanu Krakatau (Indonezja) w 1883 r. wytworzył tsunami, które uśmierciło 360 000 mieszkańców okolicznych wysp.

Mimo tak ogromnych katastrof do roku 1948 nadejście tsunami było praktycznie nieprzewidywalne. Jedyną wskazówkę stanowiło gwałtowne cofnięcie się morza kilkanaście minut przed nadejściem fali. W połowie przypadków, jako pierwsza, dociera do brzegu dolina fali, powodując obniżenie się poziomu morza. To niezwykle zjawisko zwabiało nad brzeg tłumy ciekawych widzów, którzy padali ofiarą, gdy nadbiegł grzbiet fali.

Szczególnie często tsunami pojawiają się na Pacyfiku, który obrzeżony jest aktywnymi krawędziami z licznymi wulkanami i trzęsieniami Ziemi. W 1948 r. powołano Międzynarodowy System Ostrzegawczy (ITWS – *International Tsunami Warning System*). Jest on w stanie zawiadomić ludność nadbrzeżną o zbliżającym się zagrożeniu z dostatecznym wyprzedzeniem, aby móc wyprowadzić okręty z portów i ewentualnie ewakuować ludność z zagrożonych miejsc.

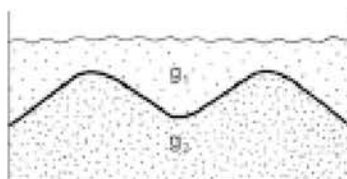
## **X.8. Fale wewnętrzne**

Osobną kategorię fal stanowią fale wewnętrzne (ryc. 106), występujące między dwoma warstwami wody o różnej gęstości, im różnica ta jest większa, tym poruszają się one szybciej. Energia tych fal jest mniejsza niż fal powierzchniowych. Wysokość ich dochodzi do 100 m, długość dochodzi do 600–700 m, a okres mieści się w granicach 5–6 min.

Geneza fal wewnętrznych nie została całkiem wyjaśniona. Brane są pod uwagę takie czynniki jak podwodne osuwiska i obrywy skalne, prądy zawieszinowe, gwałtowny nacisk wiatru, a nawet zaburzenia wody spowodowane śrubami okrętów.

---

\*Terminem halmyroliza określa się proces podwodnego wietrzenia minerałów i skał.



Ryc. 106. Fala wewnętrzna,  $g$  – gęstość wody,  $g_1 < g_2$

W poprzednich rozdziałach była mowa o falach na granicy wody i powietrza, dwu ośrodków o różnych gęstościach. Jak wiemy, wody w zbiornikach morskich są uwarstwione (str. ....). Warstwy mniej gęste leżą na warstwach o większej gęstości. Fale, jakie powstają na ich granicy, określamy jako fale wewnętrzne. Wysokość fal wewnętrznych może dochodzić do 100 m. Im większe są różnice gęstości między ośrodkami, tym fale te przemieszczają się z większą prędkością. Nasza wiedza o falach wewnętrznych jest dość skromna. Istnienie ich zostało udokumentowane i poznano niektóre czynniki powodujące ich powstawanie. Mogą one być wywoływane przez pływy, o czym świadczą podobne okresy fal do okresów pływów. Przypuszcza się, że czynnikami takimi mogą być też prądy zawieszinowe, a nawet energia turbin okrętowych.

Energia potrzebna do zapoczątkowania fal wewnętrznych ma znacznie mniejszą wartość niż w przypadku fal na powierzchni oceanu. Jest to spowodowane mniejszą różnicą gęstości między warstwami wody niż między wodą i atmosferą. Przypuszcza się, że fale wewnętrzne zachowują się jak fale płytkowodne. Ich szybkość jest wyraźnie mniejsza niż fal powierzchniowych, a okresy wynoszą 5–8 min. Długość jest rzędu 0,6 do 0,9 km

## Rozdział XI

# Pływy

Pływy są to periodyczne zmiany poziomu morza spowodowane siłami grawitacyjnymi Księżyca i Słońca. Związek pływów z fazami Księżyca był znany już w starożytnej Grecji. Pełnego wyjaśnienia tego zjawiska dokonał jednak dopiero I. Newton w swojej wielkopomnej pracy o grawitacji w 1687 r. Wiedza o siłach sprawczych pływów została później rozbudowana przez H.G. Darwina (1897).

### XI.1. Grawitacja

Sformułowane przez Newtona w 1686 r. prawo powszechnej grawitacji (prawo powszechnego ciążenia) stwierdza, że każde dwa ciała przyciągają się wzajemnie z siłą, która jest wprost proporcjonalna do sumy ich mas i odwrotnie proporcjonalna do odległości, w jakiej znajdują się one od siebie. Matematycznie można je zapisać jako:

$$F = G \frac{m_1 \times m_2}{r^3}$$

gdzie  $F$  = siła grawitacji,  $G$  = stała grawitacyjna,  $m_1$ ,  $m_2$  = masy ciał,  $r$  = odległość mierzona między ciałami, przy założeniu, że cała ich masa skupiona jest w ich środkach ciężkości.

Miarą siły grawitacji jest przyspieszenie, jakie pod jej działaniem uzyskują ciała spadające swobodnie na Ziemię. Jest to wartość stała. W próżni przyspieszenie jest niezależne od masy ciała i jego kształtu. Z równą szybkością spada piórko, jak i ważący wiele kilogramów przedmiot, o aerodynamicznym kształcie. Jednostką pomiarową przyspieszenia jest gal ( $1 \text{ gal} = 10^{-2} \text{ N}$ ); oznacza on przyspieszenie  $1 \text{ cm/s}^2$ . W badaniach grawimetrycznych, wymagających dużej dokładności stosowana jest mniejsza jednostka mili-gal ( $1 \text{ mgal} = 0,001 \text{ gala}$ ).

Przyrządami służącymi do pomiaru siły ciężkości są grawimetry. Najprostszym grawimetrem jest wahadło, którego okres jest odwrotnie proporcjonalny do przyspieszenia ziemskiego. Nowoczesne instrumenty umożliwiają pomiary z dokładnością do 0,01 gala.

Natężenie siły ciężkości, z jaką Ziemia przyciąga ciała znajdujące się w jej polu grawitacyjnym, jest zróżnicowane. Czynniki, które powodują te różnice, mają charakter zarówno globalny, jak i są ograniczone terytorialnie. Siła ciężkości, z jaką Ziemia przycią-

ga ciała znajdujące się przy jej powierzchni, jest wypadkową dwu sił, siły grawitacji ( $F$ ) skierowanej ku jej centrum i działającej w odwrotnym kierunku siły odśrodkowej (inaczej siły bezwładności) spowodowanej obrotem Ziemi. Siła odśrodkowa zmienia się z szerokością geograficzną. Jest ona największa na równiku i spada do zera w punktach, przez które przechodzi oś obrotu Ziemi. W rezultacie przyciąganie ziemskie jest najmniejsze na równiku i osiąga swoją kulminację na biegunach, gdzie do jej wzmocnienia przyczynia się również mniejsza odległość od centrum Ziemi (str. ....).

Jako wartość standardową przyjęto przyspieszenie na poziomie morza pod  $45^\circ$  szerokości geograficznej, wynoszące  $981 \text{ cm/s}^2$  ( $981 \text{ gal}$ ).

Natężenie siły ciężkości w danym punkcie globu zależy jednak również od czynników lokalnych, którymi są: gęstość skał (ich masa) występujących w podłożu i położenie tego punktu względem poziomu morza (odległość punktu pomiaru od centrum Ziemi). Dla celów interpretacyjnych wpływ tych czynników lokalnych należy usunąć. Dokonuje się tego za pomocą dwu poprawek. Pierwsza z nich redukuje wpływ wysokości. Jest to tzw. poprawka w wolnym powietrzu. Sprowadza ona wynik pomiaru do jego wartości na poziomie morza. Poprawka ta wynosi  $0,3087 \text{ mgal/m}$ . Na kontynentach należy ją odjąć od wyników pomiarów, na obszarach oceanicznych dodać. Poprawka ta nie uwzględnia jednak oddziaływania grawitacyjnego masy skalnej znajdującej się między punktem pomiaru a poziomem morza, stanowiącym poziom odniesienia.

Druga poprawka, tzw. poprawka Bougera, uwzględnia przyciąganie masy skalnej pomiędzy punktem pomiaru a poziomem morza, która została pominięta w poprzedniej poprawce. Oblicza się ją przyjmując średnią gęstość skał w skorupie kontynentalnej ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ) i odejmuje od poprawki w wolnym powietrzu. W przypadku gdy tak obliczona siła ciężkości jest większa niż normalna, mówimy o dodatniej anomalii grawitacyjnej, gdy mniejsza – o anomalii ujemnej. Dodatnia anomalia świadczy o występowaniu w podłożu skał bardziej gęstych, ujemna o niedoborze masy. Na ogół na kontynentach zbudowanych ze skał lżejszych występuje anomalia ujemna, na obszarach oceanicznych, których dno stanowią cięższe bazalty, anomalia dodatnia lub siła ciężkości odpowiada normie przewidywanej w miejscu pomiaru.

## ***XI.2. Siły pływowe***

Ziemia, Księżyc i Słońce są grawitacyjnie przyciągane do siebie. Siła grawitacji jest bilansowana przez siłę ich bezwładności (zwaną inaczej siłą odśrodkową). Jest to tendencja poruszających się ciał do kontynuowania ruchu w linii prostej. Ta sama siła wyrzuca z jezdni, na ostrym zakręcie, samochód jadący z dużą prędkością. Bez siły bezwładności Ziemia, Księżyc i Słońce zderzyłyby się z sobą, bez grawitacji rozleciałyby się w kosmosie.

Siły generujące pływy wynikają z interakcji tych sił. Są one wprost proporcjonalne do masy tych ciał i odwrotnie proporcjonalne do trzeciej potęgi ich odległości od Ziemi.

$$F_p = G \frac{m_1 \times m_2}{r^3}$$

$F$  = siła generująca pływy,  $G$  = stała grawitacyjna,  $r$  = odległość między środkami Księżyca lub Słońca,  $m_1$  i  $m_2$  = masy ciał.

Masa, a tym samym siła przyciągania Słońca jest  $27 \times 10^6$  razy większa niż Księżyc, znajduje się ono jednak 390 razy dalej od Ziemi, wobec tego jest ona zredukowana przez trzecią potęgę odległości ( $390^3 = 59\,106$ ).

Przyjmując masę i odległość Księżycy jako jednostki i wstawiając je do wzoru na siłę pływową, stwierdzamy, że udział Słońca w generowaniu sił pływowych wynosi 46%:

$$F_p = \frac{1 \times 27 \times 10^6}{1 \times 390^3} = \frac{27 \times 10^6}{59 \times 10^6} = 46\%$$

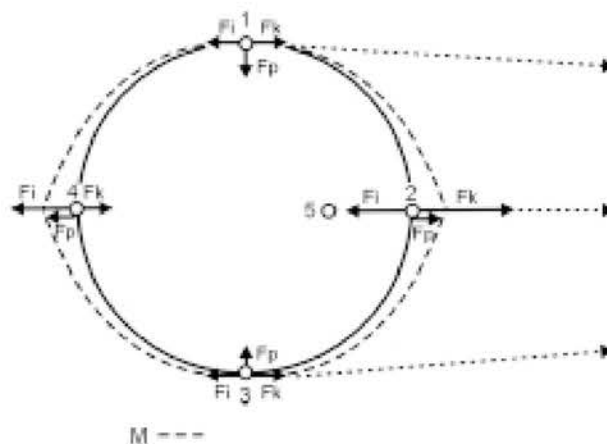
pozostałe 54% generuje Księżyc.

W rezultacie działania sił grawitacji i bezwładności Księżyc i Ziemia krążą wokół wspólnego środka gęstości układu mas, jaki tworzą Ziemia i Księżyc. Znajduje się on w odległości 4 700 km od środka Ziemi.

Na ryc. 107 pokazano wielkość sił generujących pływy w pięciu punktach na kuli ziemskiej. Punkty 2 i 4 leżą na linii prowadzącej do Księżycy. W punkcie 2 znajdującym się najbliżej Księżycy siła jego przyciągania jest wyższa niż suma sił bezwładności i grawitacji Ziemi, działających w przeciwnym kierunku, co powoduje, napływ wody do tego punktu. W przeciwległym punkcie 4, najbardziej oddalonym od Księżycy, siła odśrodkowa przewyższa siłę przyciągania i woda ma tendencję do „uciekania” od Ziemi. W rezultacie po obu stronach globu powstają dwa spiętrzenia wody.

Punkty 1 i 3 są jednakowo oddalone od Księżycy. Siły inercji i grawitacji w tych punktach są wprawdzie zrównoważone, ale nie działają dokładnie w przeciwnych kierunkach. Powoduje to, że pozostaje składowa skierowana ku centrum Ziemi. Woda odpływa z tych punktów ku spiętrzeniom i powierzchnia morza obniża się. Jedynie w środku ciężkości układu Ziemia – Księżyc (punkt 5) siły te anulują się całkowicie.

Spiętrzenia wody w punktach 3 i 4 stanowią grzbiety dwu planetarnych fal pływowych obiegających całą Ziemię. Grzbiety fal podążają za Księżycem krążącym po swojej



Ryc. 107. Siły pływowe wywołane Księżycem na kuli ziemskiej.  $F_i$  – siła odśrodkowa obrotu Ziemi,  $F_k$  – siła grawitacyjna Księżycy,  $F_p$  – siła wypadkowa generująca pływy, M – pływotwórcze spiętrzenie. Objaśnienia w tekście

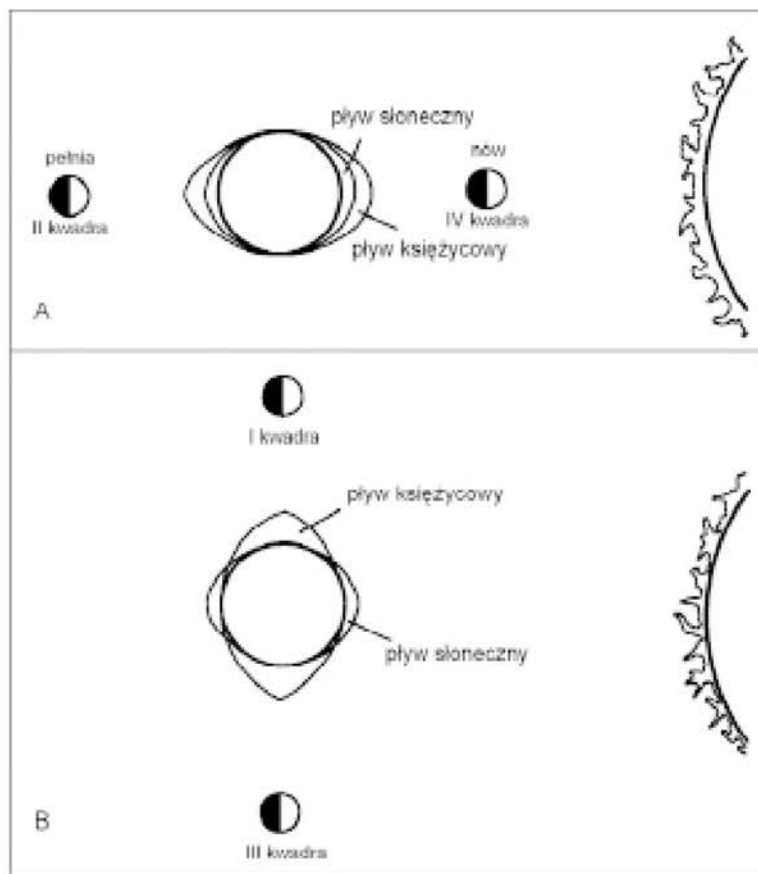


orbicie. Ziemia obraca się pod tymi spiętrzeniami, co powoduje przypływy i odpływy obserwowane na wybrzeżach.

Cykl pływów (przypływ – odpływ) zamyka się w ciągu doby księżycowej. Trwa ona 24 godz. 50 min i Księżyc wschodzi każdego dnia o 50 min później. Nasilenie pływów zależy m.in. od szer. geogr., gdyż orbita Księżycy jest nachylona względem płaszczyzny równika o  $28^{\circ}30'$ . Księżyc, okrążając Ziemię, znajduje się, w miesięcznych odstępach, raz powyżej, raz poniżej tej płaszczyzny.

Do tej pory w naszych rozważaniach pomijaliśmy siły pływowe pochodzące od Słońca. Pływy słoneczne są słabsze od księżycowych i przebiegają w cyklu rocznym. Nakładają się one na księżycowe, powodując ich wzmocnienie lub osłabienie (ryc. 108).

W przypadku gdy Ziemia, Księżyc i Słońce tworzą linię prostą (podczas pełni i nowiu), siły słoneczne i księżycowe sumują się i pływy są największe. Określa się je jako pływy syzygialne. W przypadku zaś, gdy linie łączące Ziemię z Księżycem i Słońcem



Ryc. 108. Pływy i ruch Ziemi, Słońca i Księżycy. W pierwszej kwadrze Księżycy sumują się siły Słońca i Księżycy. Pływy są największe, syzygialne (A). W czasie pierwszej i trzeciej kwadry najmniejsze, kwadraturowe (B)



tworzą kąt prosty (I i III kwadra Księżyca), wysokość pływów jest niska. Mówimy wtedy o pływach kwadraturowych.

Pływy syzygialne osiągają największą wysokość w okresie równonocy wiosennej (21.03) i jesiennej (23.09). Pływy kwadraturowe są najniższe podczas przesilenia zimowego (22.12) i letniego (21.06).

Przedstawione powyżej właściwości pływów dotyczą pływów modelowych, to jest pływów na Ziemi pokrytej w całości oceanem. W rzeczywistości jednak ich wysokość i przebieg jest modyfikowany przez wiele ubocznych czynników, m.in. przez: rozległość i głębokość basenów morskich, układ kontynentów, ukształtowanie ich wybrzeży, siłę i kierunki wiatrów, ciśnienie atmosferyczne, w płytkich morzach tarcie wody o dno i in. Doliczono się ok. 400 takich czynników. Odchylają one ich przebieg, zwalniają ich postęp i w inny sposób komplikują ich ruch. W rezultacie zakłócają rytm pływów, a nawet są miejsca, do których nie docierają zupełnie.

Niektóre z tych czynników działają stale, inne okresowo lub incydentalnie. Dlatego prognozowanie pływów jest bardzo istotne dla nawigacji. Wiele portów posiada tabele pływów podające ich wysokość w ciągu roku. Zostały one sporządzone na podstawie wieloletnich obserwacji. Aktualne prognozy pływów są podawane przez specjalne służby na wzór komunikatów meteorologicznych. Amplituda pływów, czyli różnica wysokości poziomu morza podczas przypływu i odpływu różni się z miejsca na miejsce. Na otwartym oceanie wahania amplitudy są niewielkie, natomiast w cieśninach, zatokach, ujściach rzek spiętrzenie wód dochodzi do kilku, kilkunastu metrów. Najwyższe pływy występują w Zatoce Fundy (Nowa Szkocja, Kanada) gdzie dochodzą one do 15–18 m, w Kanale Bristolskim mają one wysokość 10 m, w Zatoce St. Malo (Francja) – 11 m.

W morzach zamkniętych wysokość pływów jest znacznie mniejsza: Na Bałtyku wynosi ona w Świnoujściu 18 cm, Kilonii 7–11 cm, w Morzu Śródziemnym 20–30 cm, Morzu Czarnym 8 cm. Na stromych wybrzeżach strefa opuszczona przez morze podczas odpływu jest wąska, natomiast na wybrzeżach płaskich jej szerokość dochodzi do kilkuset metrów, a nawet kilku kilometrów. Np. w Zatoce St. Malo ma ona szerokość 20 km. Na wybrzeżach Holandii i Niemiec 6–10 km. Takie szerokie równie nazywane są wattami.

Zazwyczaj wzrost poziomu morza podczas przypływu następuje powoli. Na obszarach o silnych pływach woda, wkraczając do ujścia rzeki lub wąskiej zatoki, spiętrza się, tworząc stromą falę, zwaną bora. Jej wysokość może dochodzić do 3 m. Bora przemieszcza się w górę rzeki z prędkością 5–7,5 m/s. Tego rodzaju fale występują np. w Zatoce Fundy, Amazonce, delcie Gangesu. Na niektórych rzekach Chin bora tworzy się jednocześnie w różnych miejscach rzeki.

### ***XI.3. Prądy pływowe***

Pływ, wkraczając do wąskiej zatoki, estuarium, przeciskając się przez cieśninę, formuje nieraz bardzo silne prądy pływowe, prąd przypływu i prąd odpływu, płynące w przeciwnych kierunkach. Prędkości tych prądów są znaczne. Wynoszą one w kanale La Manche 400 cm/s, w niektórych fiordach Norwegii, w cieśninach Wysp Sundajskich 800 cm/s, w ujściu Amazonki 600–700 cm/s. Są to prędkości rzek górskich. Od innych prądów powierzchniowych różnią się tym, że ich prędkość bardzo powoli maleje wraz ze wzrostem

głębokości. W cieśninie Dover przy dnie o głębokości 36 m wynosi ona jeszcze 50 cm/s, w pobliżu Azorów na głębokości 800 m kilkanaście centymetrów.

Prądy pływowe mają znaczną siłę erozyjną, szczególnie na obszarze wattu i na płyciznach, na których żłobią głębokie kanały pływowe. Przemieszczając wyerodowany materiał, formują one różnego rodzaju i wielkości formy dna. Do największych należą ustawione równoległe do kierunku prądu pływowe grzbiety piaszczyste o wysokości 10–40 m, których szerokość dochodzi do 1–2 m, a długość może osiągać kilkadziesiąt kilometrów, oraz poprzecznie ustawione pływowe fale piaszkowe. Wysokość tych fal wynosi 3–15 m, a długość grzbietu waha się w granicach 150–500 m.

Prądy pływowe rozwijają się też na otwartym oceanie. Są one jednak bardzo słabe i zależą od wysokości pływu i głębokości wody. Na głębokości 100 m mają one prędkość 99 cm/s, na 1000 m 9,9 cm/s, a na głębokości 4000 m wynosi ona jeszcze 4,9 cm/s.

#### ***XI.4. Skutki pływów***

Fale pływowe, atakując kontynenty oraz wywierając tarcie o dno oceaniczne, spowalniają obrót Ziemi o kilka setnych sekundy na 100 lat. Jest to efekt minimalny, niemniej jednak w czasie geologicznym liczonym w milionach lat różnice te są znaczne. W szkieletach koralów i muszlach małży zaznaczają się, w postaci bardzo cienkich lamin, przyrosty dobowe, które grupują się w pakiety odpowiadające zmianom sezonalnym. Paleontolodzy, licząc ilość lamin w cyklu rocznym, stwierdzili stopniowe wydłużanie się dnia. Przed 400 mln lat (wczesny karbon – wizen) rok liczył 400–450 dni, które trwały ok. 22 godz., przed 280 milionami lat (perm) 390 dni po 22,5 godz., a przed 152 milionami lat (późna jura) ok. 378 dni i doba była krótsza od obecnej o 30 min.

## Rozdział XII

# Prądy oceaniczne

Ogólnosiwiatowe krążenie wód oceanicznych spowodowane jest przez dwa rodzaje prądów: prądy powierzchniowe spowodowane ciśnieniem wiatrów na lustro wody oraz prądy wywołane różnicami gęstości wody, określane jako prądy termohalinowe, te ostatnie mają zawsze składową pionową, która może być dominująca lub drugorzędna w stosunku do składowej poziomej. Prądy te płyną po dnie oceanu lub przemieszczają wody głębokie niewchodzące w kontakt z dnem.

Mniej lub bardziej lokalne znaczenie mają inne typy prądów, takie jak:

- 1) prądy pływowe (rozdz...);
- 2) prądy wywołane falowaniem (rozdz....);
- 3) prądy wody słodkiej u ujść rzek (str...);
- 4) prądy wyrównawcze, powstające między basenami morskimi o różnych poziomach wód (str...).

### XII.1. Prądy wywołane naporem wiatru

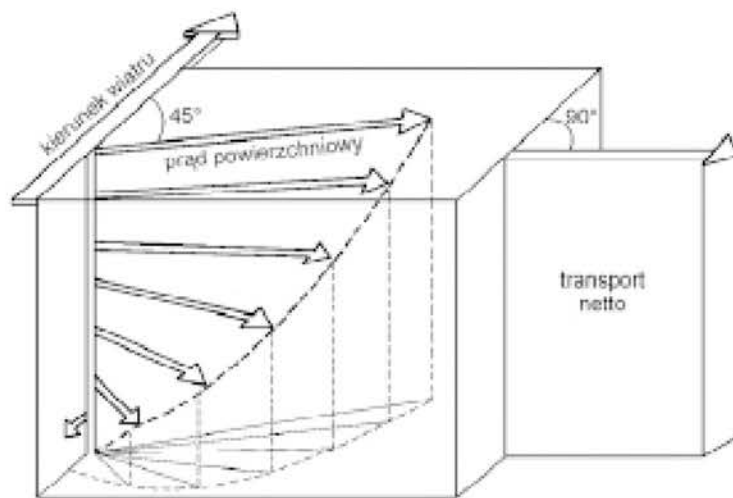
Tarcie mas powietrza o powierzchnię wody powoduje jej transport. Na każde poruszające się swobodnie ciało (jak np. woda, powietrze) działa, wywołana obrotem Ziemi siła, która sprawia, że zbacza ono ze swego początkowego kursu w prawo na półkuli północnej i w lewo na południowej. Zjawisko to zostało opisane matematycznie przez francuskiego uczonego G.C. Coriolisa w 1835 r. i nazwane na jego cześć siłą Coriolisa. Siła Coriolisa zależy od szerokości geograficznej, prędkości prądu i masy ciała:

$$F_c = 2 m v w \sin l$$

gdzie  $F_c$  – siła Coriolisa,  $m$  – masa ciała,  $v$  – prędkość prądu,  $w$  – prędkość kątowna obrotu Ziemi,  $l$  – szerokość geograficzna.

Z tego wzoru wynika, że siła Coriolisa jest proporcjonalna do prędkości i masy poruszającego się ciała. Na równiku wynosi ona zero. Siła Coriolisa sprawia, że ruch wody jest odchylony od kierunku napędzającego ją wiatru. Teoretycznie odchylenie to powinno wnosić  $45^\circ$ , praktycznie jednak, ze względu na tarcie wewnętrzne wody, waha się między  $30^\circ$ – $40^\circ$ . Po ustaleniu się równowagi między ruchem wody i wiatrem, prędkość prądu wynosi  $1/20$ – $1/30$  prędkości wiatru. Ruch ten, wskutek tarcia wewnętrznego wody

przenosi się w głąb, przy czym jego szybkość maleje. Jednocześnie, pod wpływem siły Coriolisa skręca on dalej. W rezultacie powstaje spirala, w której ruch każdej kolejnej warstewki wody jest przesunięty względem ruchu warstewki wyższej. Model tej spirali (ryc. 109) został opracowany przez szwedzkiego fizyka i na jego cześć nazwany spiralą Ekmana. Zgodnie z tym modelem spirala sięga do głębokości ok. 100 m, na której prąd zaczyna płynąć w kierunku przeciwnym niż prąd powierzchniowy. Prędkość tego prądu wstecznego wynosi jednak zaledwie 4% prędkości nadanej mu przez wiatr.

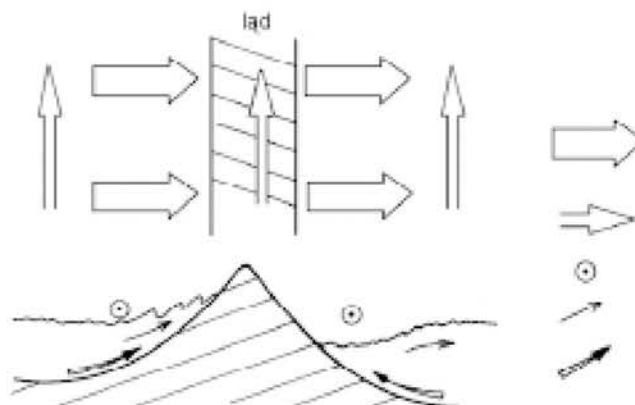


Ryc.109. Spirala Ekmana na półkuli północnej

Najważniejszym wynikiem teoretycznych rozważań Ekmana jest stwierdzenie, że wypadkowy transport masy wód niesionych w prądzie jest skierowany pod kątem  $90^\circ$  do kierunku wiatru.

Ze względu na bardzo małe prędkości na większych głębokościach spirala Ekmana nie została potwierdzona bezpośrednimi pomiarami. Dysponujemy jedynie pośrednimi obserwacjami, jak np. tendencją do dryfu gór lodowych na prawo na półkuli północnej (na lewo na południowej) w stosunku do kierunków prądów powierzchniowych oraz zjawiska prądów wstępujących i zstępujących u wybrzeży kontynentalnych.

Na półkuli północnej, jeżeli wybrzeże leży na lewo w stosunku do kierunku wiatru, wody powierzchniowe są odpychane na prawo od wybrzeży, a na ich miejsce napływają zimniejsze wody podpowierzchniowe. Powstaje prąd wstępujący. W przypadku zaś, gdy wybrzeże znajduje się na prawo od kierunku wiatru, następuje spiętrzenie wód przy brzegu, które jest kompensowane prądem przydennym (ryc. 110), skierowanym w stronę oceanu (prąd zstępujący). Na półkuli południowej układ prądów jest odwrotny. Prądy wstępujące istnieją przy kontynentach znajdujących się na prawo od przeważającego kierunku wiatru.



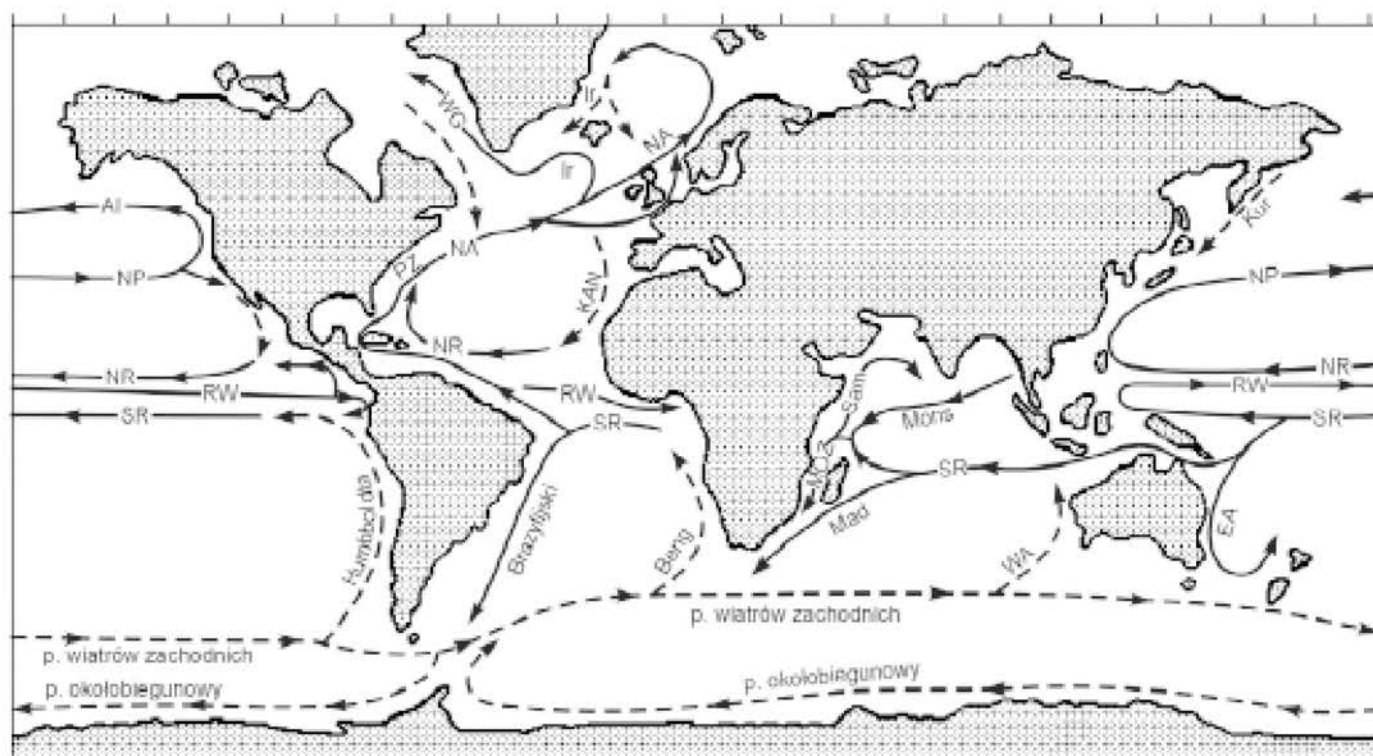
Ryc. 110. Układ prądów wstępujących i zstępujących na półkuli północnej w zależności od kierunku wiatru w stosunku do wybrzeża. 1 – generalny transport wody, 2 – kierunek wiatru, 3 – wiatr ku obserwatorowi, 4 – transport powierzchniowy, 5 – prądy kompensacyjne

Prądy wstępujące wynoszą żyzne wody głębinowe i są to obszary dużej produkcji organicznej. Zmiana kierunku stałych wiatrów powoduje odwrócenie cyrkulacji, co może mieć tragiczne skutki dla miejscowej ludności utrzymującej się z rybołówstwa. Przykładem takich niekorzystnych zjawisk jest tzw. zjawisko el Nino, występujące u wybrzeży Peru i północnego Chile. W normalnych warunkach w tym rejonie wiatry wieją od bieguna południowego, wytwarzając prądy wstępujące. Jednak, co jakiś czas, zazwyczaj w okresie Bożego Narodzenia (hiszp. *el Nino* – Boże Narodzenie, Dzieciątko), następuje zmiana cyrkulacji atmosferycznej, która może trwać od 12 do 18 miesięcy. Wiatry wieją wówczas z północy (od równika) i napędzają ciepłe wody, zanika prąd wstępujący, ginie plankton, ryby uciekają. Jest to katastrofalny okres dla tamtejszej ludności. Odbija się on niekorzystnie na całej gospodarce Peru, Chile, Ekwadoru. Zjawisko el Nino związane jest z osłabieniem wiatrów pasatowych, co powoduje zaburzenia cyrkulacji atmosferycznej na całym globie.

Szczególnie predysponowanym miejscem występowania prądów wstępujących są zachodnie wybrzeża kontynentów w strefie równikowej. Są one wytwarzane przez północno- i południowo-wschodnie pasaty, które zgodnie z modelem Ekmana spychają wody ku północnemu i południowemu zachodowi, wytwarzając na zachodnich wybrzeżach depresję powierzchni oceanu, która jest wypełniana przez wody głębinowe.

## XII.2. Cyrkulacja powierzchniowa

Cyrkulacja powierzchniowa jest utrzymywana przez pasaty, a na wyższych szerokościach geograficznych przez wiatry zachodnie. Ponadto jest ona modyfikowana układem kontynentów. Na otwartym oceanie woda wprawiona w ruch przez wiatr pod wpływem siły Coriolisa skręca na półkuli północnej w prawo i tworzy układ wirowy. Nacisk siły Corio-



Ryc. 111. Schemat krążenia prądów oceanicznych. Na uwagę zasługuje wirowy układ prądów w oceanach. Linia czerwona – prądy ciepłe, zielona – prądy zimne. Prądy (p): Al – P. Alaski, Beng. – P. Benguelski, EA – P. Wschodnioaustralijski, IR – P. Irmingera, Kan – P. Kanaryjski, Kur – P. Kurylski, Lab – P. Labradorski, Mad – P. Madagaskarski, Mons – P. Monsunowy, Moz – P. Mozambicki, NA – P. Północnoatlantycki, NP – P. Północnopacyficzny, NR – P. Północnorównikowy, PZ – P. Zatokowy, RS – P. Południoworównikowy, SR – P. Południoworównikowy, RW – P. Równikowy Wsteczny, Som – P. Somalijski, WA – P. Zachodnioaustralijski, WG – P. Zachodniogrenlandzki



lisa spycha wodę ku centrum wiru, wskutek czego wewnątrz wiru powstaje wzniesienie, którego wierzchołek, w wyniku obrotu Ziemi, jest przesunięty na zachód od jego centrum. Siła grawitacji powoduje odpływ wód ze wzniesienia. Siła Coriolisa odchyła ten przepływ i woda zaczyna krążyć. Powstaje tzw. prąd geostroficzny. Prąd geostroficzny płynie równolegle do warstw wzniesienia i stanowi wynik równowagi między siłą Coriolisa i siłą grawitacji.

W rezultacie na obu wielkich oceanach i częściowo na Oceanie Indyjskim (rozdz. ....) prądy powierzchniowe tworzą 5 wielkich układów wirowych, krążących na półkuli północnej w prawo, na południowej w lewo (ryc. 111). Są to wiry w rejonach subtropikalnych: Północno- i Południowoatlantycki, Północno- i Południowopacyficzny oraz wir Oceanu Indyjskiego.

Wiry półkuli północnej i południowej stykają się w strefie równikowej, gdzie tworzą system płynących na zachód, prądów pasatowych, prąd równikowy północny i południowy. Są one rozdzielone wstecznym prądem równikowym skierowanym na wschód. Prądy równikowe spiętrzają wody u wschodnich wybrzeży oceanów i wymuszają powstanie wirów subtropikalnych. Drugi taki układ wirowy znajduje się na wyższych szerokościach geograficznych. Na półkuli południowej jest on napędzany potężnymi wiatrami zachodnimi (żeglarskie „Ryczące Czterdziestki” lub „Wyjące Pięćdziesiątki”), które tworzą prąd wokółantarktyczny. Analogiczny wir na półkuli północnej jest rozbity układem kontynentów na mniejsze komórki. Oba te wiry nie mają jednak, w ścisłym tego słowa znaczeniu charakteru prądów geostroficznych. W skład tych układów wirowych wchodzi wiele ciepłych i zimnych prądów. Ich układ związany jest z rozmieszczeniem kontynentów wokół poszczególnych oceanów.

### *XII.2.1. Atlantyk*

Prądy Równikowe Południowy i Północny powodują spiętrzenie wody u wschodnich wybrzeży Ameryki Południowej i płyną w tym rejonie, jak gdyby pod górę. Powstały w ten sposób gradient ciśnienia jest kompensowany przez równikowy prąd wsteczny, przedłużający się w Prąd Gwinejski u wybrzeży Afryki. Prąd Południoworównikowy jest silniejszy i bardziej stały niż jego północny odpowiednik. Po drugiej stronie Atlantyku rozdziela się on na Prąd Gujański i Prąd Brazylijski skierowany ku południowi. Prąd Gujański, jako Prąd Karaibski, wpływa do Zatoki Meksykańskiej.

Po zewnętrznej stronie archipelagu Antyli płynie Prąd Antylski będący przedłużeniem prądu Północnorównikowego, łączy się on z Prądem Florydzkim wypływającym z Zatoki Meksykańskiej. Oba te prądy tworzą Prąd Zatokowy, który przekracza Atlantyk jako Prąd Północnoatlantycki. Prąd Północnoatlantycki, wkraczając na obszar Morza Norweskiego, zmienia nazwę na Prąd Norweski.

Od Prądu Północnoatlantyckiego odgałęzia się Prąd Irmingera, który wzdłuż zachodnich wybrzeży Grenlandii wpływa do Morza Baffina jako Prąd Zachodniogrenlandzki.

Po wschodniej stronie Grenlandii płynie ku południowi zimny prąd kompensacyjny, Prąd Wschodniogrenlandzki. Analogicznym prądem kompensacyjnym jest Prąd Labradorski wzdłuż zachodnich wybrzeży Kanady. Prąd ten rozmywa się w Prądzie Zatokowym.

Prądy Zatokowy i Północnoatlantycki są największymi prądami oceanicznymi. Prąd Zatokowy ma szerokość ok. 100 km, sięga do ponad 200 m w głąb, jego największa



prędkość wynosi 2–3 m/s i transportuje  $60 \times 10^6$ – $90 \times 10^6$  m<sup>3</sup> wody na sekundę, jest to więcej niż stukrotny debit wszystkich rzek świata.

Od Prądu Północnoatlantyckiego odgałęzia się ku południowi Prąd Kanaryjski. Początkowo jest on ciepły, a u wybrzeży Afryki staje się zimny i łączy się z Prądem Północnorównikowym, zamykając wir subtropikalny.

Na półkuli południowej odgałęzienie Prądu Południoworównikowego, Prąd Brazylijski, płynie wzdłuż Ameryki Południowej i łączy się z zimnym Prądem Falklandzkim, wchodzącym w skład płynącego na wschód Prądu Wiatrów Zachodnich określanego również jako Dryf Wiatrów Zachodnich (*West Wind Drift*).

Odgałęzienie tego prądu przy Afryce tworzy zimny Prąd Benguelski, który wzdłuż wybrzeży tego kontynentu łączy się z Południowym Prądem Równikowym, zamykając południowy wir subtropikalny.

Dryft Wiatrów Zachodnich zgodnie z modelem Ekmana powoduje spiętrzenie wód u wybrzeży Antarktydy, które jest kompensowane Wstecznym Prądem Antarktycznym, transportującym wody generalnie na zachód. Jego przebieg jest w znacznym stopniu uzależniony od ukształtowania linii brzegowej Antarktydy i obfituje w liczne lokalne zawirowania.

## XII.2.2. Pacyfik

Układ prądów na Pacyfiku jest w ogólnych zarysach podobny do układu prądów na Atlantyku. Północny Prąd Równikowy na wschód od Filipin rozdwaja się. Jego północne ramię skręca ku północy i płynie wzdłuż Wysp Japońskich. Na wysokości Kamczatki zawraca on na wschód i jako Prąd Północnopacyficzny przekracza Pacyfik. Pozostała część prądu przedziera się pomiędzy wyspami Filipińskimi i wpływa do Oceanu Indyjskiego.

W pobliżu Ameryki Prąd Północnopacyficzny zawraca na południe, tworząc zimny Prąd Kalifornijski, który wraca do Północnego Prądu Równikowego. Drugie jego odgałęzienie, Prąd Alaski, płynie na północ i wpływa do Morza Beringa.

Z Morza Beringa, wzdłuż wybrzeży Azji, wlewa się do Pacyfiku zimny Prąd Oya-Siwo (Kurylski), który rozmywa się w Prądzie Północnopacyficznym. Rozmiary tych prądów są podobne do Prądu Zatokowego. Debit Prądu Równikowego wynosi  $45 \times 10^6$  m<sup>3</sup>, prędkość 20 cm/s, Prąd Kuro-Siwo transportuje  $50 \times 10^6$  m<sup>3</sup> wody na sekundę, z prędkością 2 m/s, a jego szerokość dochodzi do 100 km. Pasatowy transport wód rozdzielony jest, podobnie jak na Atlantyku, Równikowym Prądem Wstecznym, który na Pacyfiku jest znacznie lepiej wykształcony i bardziej kompletny niż jego atlantycki odpowiednik.

Na półkuli południowej pacyficzny Południowy Prąd Równikowy, natrafiając na Australię skręca ku południowi i jako Prąd Wschodnioaustralijski łączy się z Dryfem Wiatrów Zachodnich.

Po wschodniej stronie Pacyfiku, część Prądu Wiatrów Zachodnich jest odchylana przez Amerykę Południową i w postaci zimnego Prądu Humboldta (Peruwiańskiego) zawraca ku równikowi. Główna jego masa krąży wokół Antarktydy. Jest to czwarty wielki prąd oceaniczny. Jego debit wynosi 150–190  $\times 10^6$  m<sup>3</sup>/s, szerokość – 100 km, a prędkość 20 cm/s.

### *XII.2.3. Ocean Indyjski*

W Oceanie Indyjskim istnieją dwa systemy krążenia wód powierzchniowych. W jego północnej części, do 10° szer. półd. układ prądów ulega sezonowym zmianom (ryc. 112), w części południowej stałe prądy, podobnie jak w innych oceanach, tworzą lewoskrętną pętlę.

W części północnej prądy są generowane przez wiatry monsunowe. W lecie (maj–wrzesień) kontynent azjatycki nagrzewa się bardziej niż ocean, powstają prądy wstępujące ciepłego powietrza, ciśnienie spada. Na kontynent napływają znad oceanu masy chłodniejszego i wilgotnego powietrza, powodując ulewne deszcze monsunowe. W zimie (październik–kwiecień) sytuacja ulega odwróceniu. Zimne powietrze znad kontynentu spływa ku obszarom niskiego ciśnienia na obszarach oceanicznych. W Indiach nastaje wtedy pora sucha.

Zmieniające się sezonalnie wiatry powodują zmiany w systemie krążenia prądów oceanicznych. Latem zimny Prąd Somalijski, częściowo zasilany Południowym Prądem Równikowym płynie ku północy, ogrzewa się w Morzu Arabskim i wraca, jako Prąd Monsunowy, ku południowi, tworząc po drodze lokalny wir w Zatoce Bengalskiej.

Spływające na południe wody Morza Arabskiego tworzą Prąd Przylądka Igiełnego (Agulhas), który płynąc między Afryką i Madagaskarem, łączy się z Prądem Antarktycznym. Część tych wód wzmocniona przez skręcający na południe Prąd Równikowy opływa Madagaskar od wschodu jako Prąd Madagaskarski, którego kontynuację stanowi Prąd Zachodnioaustralijski zamykający pętlę w południowej części Oceanu Indyjskiego.

Zimą powstaje Północny Prąd Równikowy, który przy Afryce zawraca z powrotem na wschód jako Wsteczny Prąd Równikowy. Prąd Somalijski zanika, zamiast niego następuje spływ wód na południe, zasilający Równikowy Prąd Wsteczny.

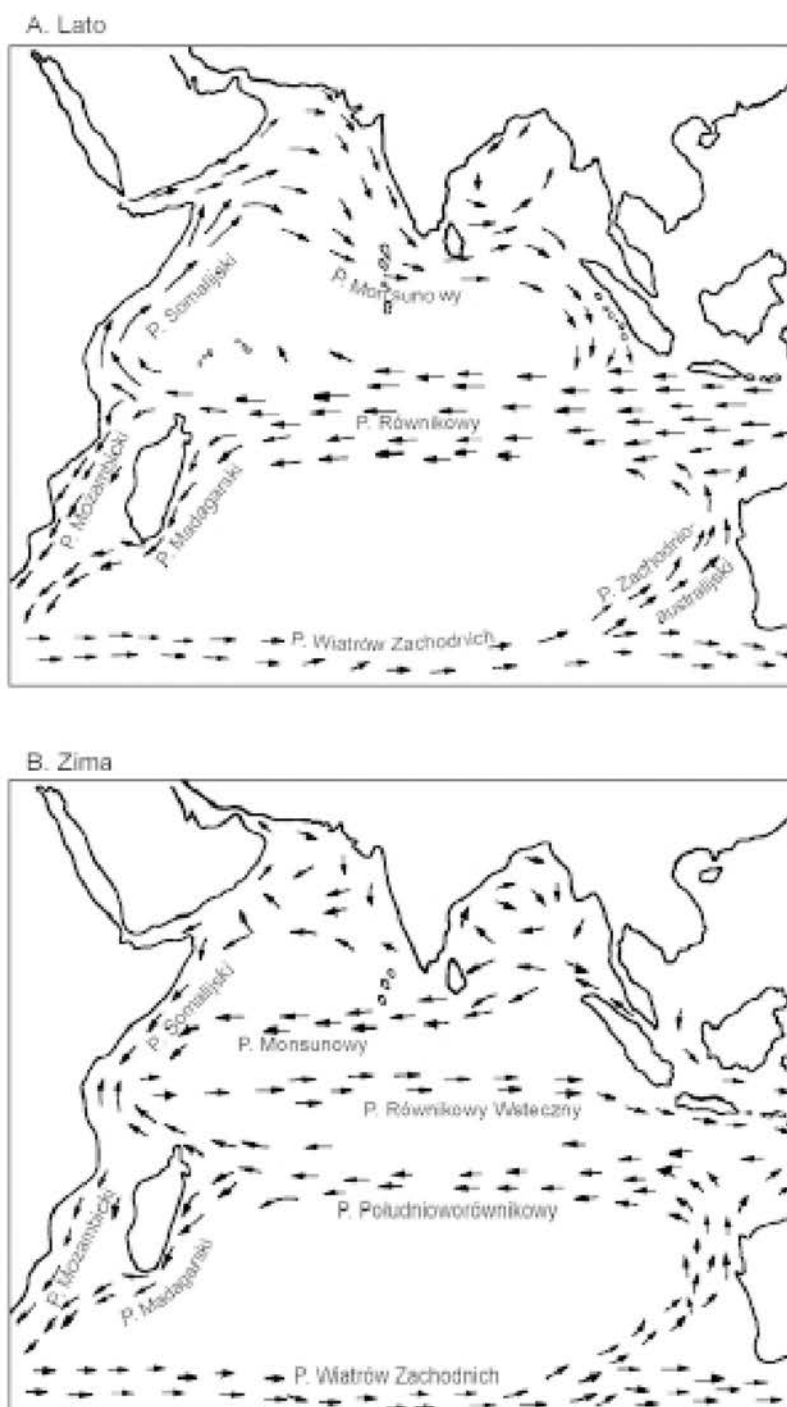
### *XII.3. Prądy przybrzeżne*

Fale oceaniczne, zbliżając się do lądu, przekształcają się w fale postępowe (str.....), które spiętrzając wodę przy brzegu, wywołują prądy kompensacyjne (wyrównawcze). Wyróżnia się trzy rodzaje takich prądów.

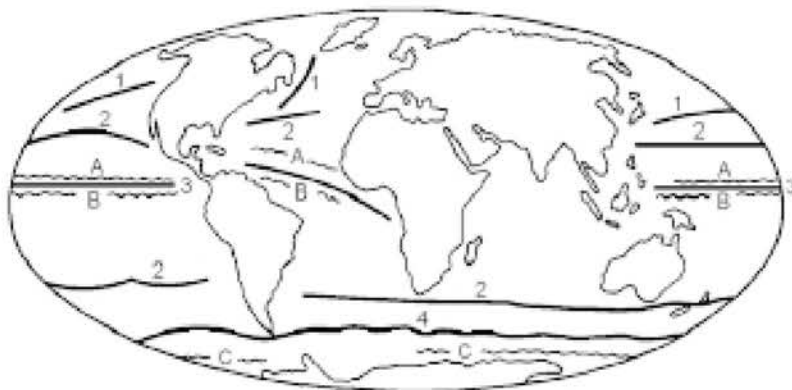
Nadbiegające ku lądowi fale postępowe (str.....) spiętrzają wodę przy brzegu, która jest odprowadzana do morza przez powrotny prąd denny (ryc. 113 A), a część jej tworzy prąd powierzchniowy, płynący wzdłuż wybrzeża. W przypadku fal dochodzących równoległe lub skośnie do wybrzeża uzyskuje on, zgodnie z regułą rozkładu sił, składową równoległą do linii brzegu, powodując powstanie prądu wzdłużbrzegowego (ryc. 113 B).

Prądy wzdłużbrzegowe istnieją między strefą łamania się fal i brzegiem. Transportują one znaczne ilości materiału. W miejscach cofnięcia się brzegu prąd, wychodząc na otwarte morze, zanika i odkłada niesiony materiał. Powstają mierzeje, przekształcające się z czasem w półwyspy. Przykładem takiego półwyspu jest Hel.

Na Bałtyku przeważają wiatry zachodnie. Utworzony przez nie prąd wzdłużbrzegowy płynie wzdłuż wybrzeża Pomorza Zachodniego. Cofnięcie się brzegu w Zatoce Gdańskiej powoduje zanik prądu i gromadzenie się niesionego przezeń materiału, który usypał mierzeję Helską.

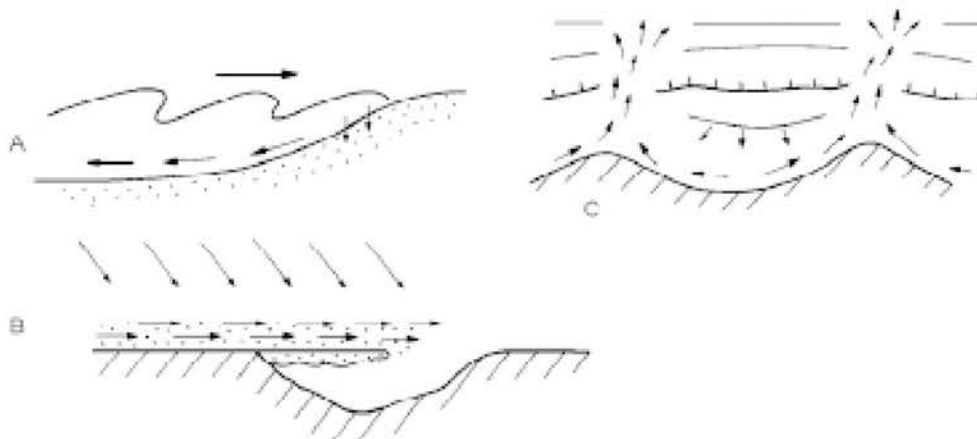


Ryc. 112. Prądy monsunowe w Oceanie Indyjskim. A – lato, B – zima



Ryc. 113. Strefy rozdziału wód. Konwergencje (linie ciągłe): 1. arktyczna, 2. subtropikalne, 3. równikowa, 4. antarktyczna. Dywergencje (linie faliste): A, B – równikowe, C – antarktyczna

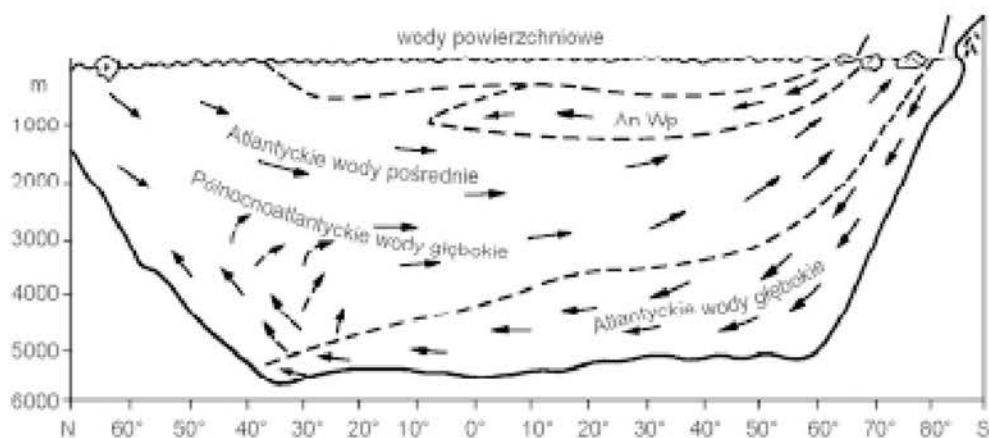
Trzecim rodzajem takiego prądu są prądy rozrywające (ryc. 114 C). Spiętrzona przez fale woda w zatoce nie znajdując innego ujścia, rozplywa się na boki i u jej krańca napotyka przeciwny analogiczny prąd wypływający z sąsiedniej zatoki. Oba te prądy tworzą prąd rozrywający, który przedzierając się przez strefę kipieli fal, uchodzi do morza, gdzie ginie.



Ryc. 114. Prądy wywołane falowaniem. A. Powrotny prąd denny, B. Prąd wzdłużbrzgowy, C. Prądy rozrywające

#### **XII.4. Cyrkulacja głębokowodna**

Cyrkulacja głębokowodna jest spowodowana zróżnicowaną gęstością wód oceanicznych. Jak była o tym mowa poprzednio, gęstość jest funkcją temperatury i zasolenia. Ruchy wody wywołane różnicami gęstości określane są jako cyrkulacja termohalinowa (gr. *ther-*



Ryc. 115. Cyrkulacja termohalinowa w Atlantyku. AnWP – Antarktyczne wody powierzchniowe

*mos* – ciepło, *halos* – sól). W cyrkulacji termohalinowej ważną rolę odgrywa składowa pionowa ruchu (ryc. 115). Wody zimne lub bardziej zasolone schodzą w głąb aż do napotkania warstwy wody bardziej gęstej i płyną dalej po jej powierzchni.

W oceanach istnieje wiele mas wodnych różniących się gęstością i zasoleniem. Można je podzielić na cztery zasadnicze grupy:

- I) wody powierzchniowe o grubości 200–300 m;
- II) wody pośrednie występujące na głębokościach 500–1000 m, określane są one symbolem IW (ang. *Intermediate Water*);
- III) wody głębokie sięgające do ok. 4000 m, DW (ang. *Deep Water*), są one zawieszane ponad dnem;
- IV) wody dennie, pozostające w kontakcie z dnem, BW (ang. *Bottom Water*).

W wodach powierzchniowych największą masę stanowią tzw. wody centralne, odznaczające się wysokim zasoleniem i temperaturą. Znajdują się one na umiarkowanych szerokościach geograficznych na obu półkulach.

Na obszarach oceanicznych występowanie gęstych wód powierzchniowych ograniczone jest do rejonów polarnych i do zamkniętych basenów morskich o wysokim parowaniu (np. Morze Śródziemne i Czerwone).

Najważniejszymi obszarami powstawania wód dennych jest rejon subpolarny północnego Atlantyku (Morza Norweskie i Grenlandzkie) oraz ocean wokół Antarktydy. Zimne i dobrze natlenione, dennie wody antarktyczne (AABW – *Antarctic Bottom Water*) spływają ku północy i mogą być śledzone na Pacyfiku do 50° szerokości północnej i do 45° szerokości południowej na Atlantyku. Praktycznie AABW obejmuje wszystkie wody Oceanu Indyjskiego i Pacyfiku o temperaturze niższej niż 3°, a w Atlantyku poniżej 2°. Stanowią one 24% wód Atlantyku, 70% Oceanu Indyjskiego i 71% Pacyfiku.

Dużą rolę w formowaniu się AABW ma tworzenie się lodu. W świeżo zamrożonym lodzie, w zależności od szybkości zamarzania, pozostaje od 5 do 57% zawartej w wodzie soli, pozostała reszta zwiększa zasolenie i gęstość marznącej wody. Miesza się ona z cieplejszymi, słonymi wodami pośrednimi. Wody pośrednie stają się bardziej gęste, pograżają się i jako wody dennie spływają ku północy. Głównym obszarem powstawania AABW

są wielkie zatoki antarktyczne, Morza Weddella i Rossa. Wypływ wód dennych z Morza Weddella szacowany jest na  $20\text{--}50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Na półkuli północnej denne wody powstają jedynie w Atlantyku. Ocean Indyjski znajduje się na szerokościach tropikalnych, co uniemożliwia ich powstawanie. Podobnie w północnym Pacyfiku nie tworzą się wody denne, mimo sezonowego powstawania lodu w Zatoce Beringa. Spowodowane jest to zbyt małym zasoleniem wody w tej zatoce.

W północnym Atlantyku istnieją trzy obszary źródłowe atlantyckich wód głębokich (ADW – *Atlantic Deep Water*). Są nimi morza Śródziemne, Grenlandzkie i Norweskie. Do morza Grenlandzkiego i Norweskiego napływają z centralnego Atlantyku wody powierzchniowe, oziębiają się i mieszają z zimnymi wodami arktycznymi, tworząc północnoatlantyckie wody głębokie (NADW – *North Atlantic Deep Water*). Spływają one do Atlantyku z Morza Grenlandzkiego między Islandią i Wielką Brytanią, a z Morza Norweskiego między Grenlandią i Islandią. Z obu tych rejonów wypływa w sumie ok.  $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  wody.

Transport NADW na południe odbywa się wzdłuż zachodnich konturów Atlantyku. Na niskich szerokościach geograficznych pokrywają one poruszające się w przeciwnym kierunku denne wody antarktyczne i płyną na średnich głębokościach. Jednocześnie rozprzestrzeniają się prawie na cały ocean, tworząc warstwę o grubości ok. 2000 m. Część NADW wypływa na powierzchnię w pobliżu dywergencji antarktycznej i jest przenoszona na północ, część zostaje włączona do antarktycznej wody pośredniej. Pewne ilości wody arktycznej są przenoszone na południe, gdzie mieszają się z wodami antarktycznymi i jako AABW spływają na północ.

Krażenie termohalinowe „przewietrza” głębie oceaniczne i odgrywa istotną rolę w:

- 1) dostarczaniu tlenu do wód głębokich;
- 2) utlenianiu osadów i materii organicznej;
- 3) erozji dna, przemieszczaniu materiału osadowego, tworzeniu się osadów i struktur sedymentacyjnych;
- 4) powstawaniu konkrecji manganowo-żelazistych w niektórych obszarach.

#### *XII.4.1. Strefy rozdziału wód*

Krażenie powierzchniowe odbywa się w zasadzie w poziomie, w pewnych jednak warunkach wiatry wymuszają również prądy, w których dominuje składowa pionowa. W przypadku zbieżności, czyli konwergencji, mas wodnych o różnej temperaturze, wody zimne, bardziej gęste pogrążają się pod wody cieplejsze i powstają prądy zstępujące. W strefach rozbieżności prądów, dywergencji, na powierzchnię wypływają wody głębinowe w prądach wstępujących. Wyróżnia się cztery strefy konwergencji, którym towarzyszą prądy zstępujące:

- konwergencję arktyczną na  $50^\circ$  szer. pn.
- subtropikalną północną na  $40^\circ$  szer. pn.
- równikową
- subtropikalną na  $40^\circ$  szer. płd.
- antarktyczną na  $50^\circ$  szer. płd.

oraz trzy strefy dywergencji: dwie strefy dywergencji tropikalnej, występujące po obu stronach konwergencji równikowej i, wokół Antarktydy, dywergencję antarktyczną (ryc. 114).



Dywergencja antarktyczna wymuszana jest przez stałe wiatry wiejące od bieguna południowego, które odpychają wody powierzchniowe od kontynentu. Na ich miejsce napływają wody denne (str....).

Powierzchniowe wody polarne, na 40° szerokości południowej, pogrążają się pod cieplejsze wody podzwrotnikowe, tworząc południową konwergencję subtropikalną. Konwergencja i dywergencje równikowe wywołane są prądami równikowymi i prądem wstecznym. Prądy te płyną po obu stronach równika; i zgodnie z zasadą Ekmana, transportowane przez nie wody odchylane są w prawo lub lewo, raz zbiegając się, raz rozchodząc.

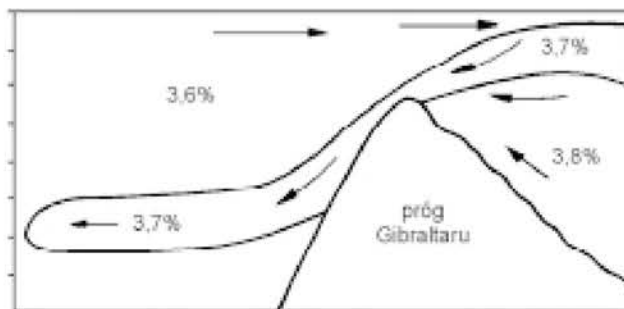
Konwergencja subtropikalna północna na Pacyfiku spowodowana jest pogrążaniem się wód polarnych oraz zderzeniem zimnego prądu Oya-Siwo z cieplejszym Prądem Północnopacyficznym. Na Atlantyku powstaje ona w strefie zetknięcia się Prądów Wschodniogrenlandzkiego i Labradorskiego z Prądem Zatokowym.

Konwergencja arktyczna na Atlantyku, przebiega południkowo, od Grenlandii po Nową Fundlandię. Powstaje ona w strefie zderzenia się zimnego Prądu Labradorskiego z Prądem Zatokowym. Analogiczna konwergencja antarktyczna tworzy się na linii zetknięcia się zimnego prądu Oya-Siwo z cieplejszym Prądem Północno Pacyficznym.

#### XII.4.2. Lokalne prądy wyrównawcze

Między oceanami i morzami śródlądowymi istnieją często różnice gęstości wód. Powstają one w przypadku, gdy parowanie w morzach jest wyższe niż dostawa wody przez rzeki. Powierzchniowe wody morskie stają się bardziej słone, opadają w głąb i spływają po dnie do oceanu. Morza śródlądowe bywają niekiedy oddzielone od oceanu płytkimi podmorskimi progami, jak ma to miejsce między Morzem Śródziemnym i Atlantykiem w Cieśninie Gibraltarskiej (ryc. 116). W Cieśninie Gibraltarskiej, słone wody denne Morza Śródziemnego przelewają się przez próg Gibraltarski do Atlantyku. Na ich miejsce napływają prądem powierzchniowym lżejsze wody oceaniczne. Różnice między gęstościami wody śródziemnomorskiej i atlantyckiej są niewielkie. Woda śródziemnomorska jest wprawdzie bardziej słona, ale jednocześnie cieplejsza niż atlantycka. W związku z tym rozprzestrzenia się ona w Atlantyku na głębokości 1000–1200 m, poniżej której wody oceaniczne są od niej bardziej gęste.

W przypadku zaś, gdy dostawa wody przez rzeki przewyższa parowanie, bardziej gęste słone wody oceanu wlewają się do morza. Taka sytuacja istnieje np. w Bałtyku.



Ryc. 116. Prąd wyrównawczy Morza Śródziemnego i zasolenie wody

## Rozdział XIII

# Klimat i oceany

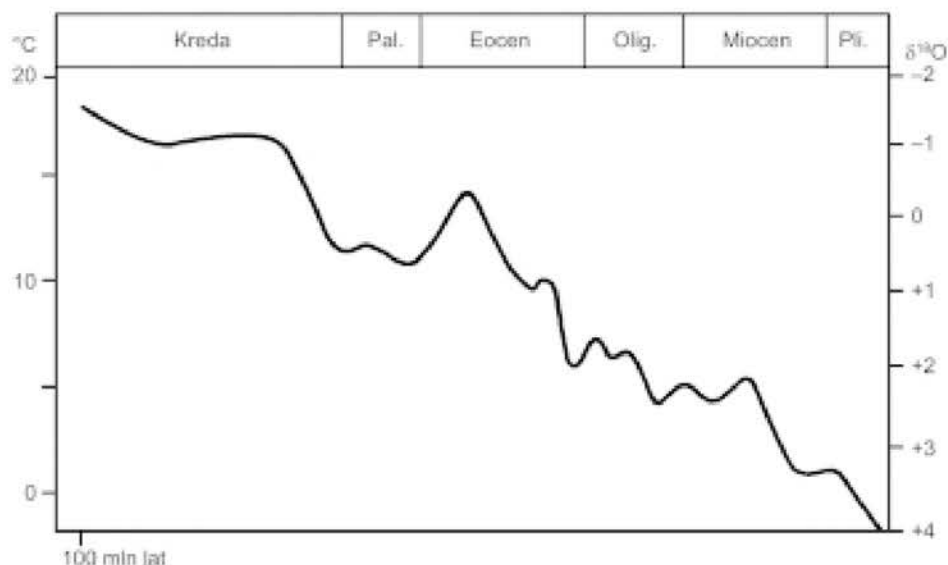
Wysoka pojemność cieplna wody (str...) sprawia, że oceany są zasobnym rezerwuarem ciepła, które, z pewnym opóźnieniem, oddają do atmosfery. Nie popadając w zbytnią przesadę, można powiedzieć, że odgrywają one rolę koła zamachowego systemu klimatycznego Ziemi.

Jako przykład może nam posłużyć północny Atlantyk. Prąd Zatokowy niesie ciepłe wody z Morza Karaibskiego ku Europie, a z nimi przynosi wilgoć. W rezultacie zachodnie wybrzeża Europy od Wielkiej Brytanii po południową Norwęgę mają umiarkowany, deszczowy klimat. Średnia temperatura stycznia wynosi tutaj  $1^{\circ}$ – $7^{\circ}\text{C}$ . Na tej samej szerokości geograficznej, po drugiej stronie Atlantyku, na Półwyspie Labradorским chłodzonym przez zimny Prąd Labradorский, panuje klimat subpolarny z temperaturą stycznia  $-15^{\circ}\text{C}$ .

Oceany, których wpływ na klimat rozciąga się na całą Ziemię, zawierają również informacje o zmianach klimatycznych, które miały miejsce w ubiegłych epokach geologicznych. W ostatnich latach zwrócono uwagę na zawartość izotopów węgla i tlenu w węglanowych skorupkach organizmów morskich. Izotopy tych pierwiastków okazały się nie tylko dobrymi wskaźnikami temperatury wody, ale i składu atmosfery, a pośrednio również produkcji organicznej w geologicznej przeszłości.

Organizmy wiążą w swoich szkieletach tlen i węgiel w takim samym składzie izotopowym, jaki występuje w wodzie. Tlen posiada dwa izotopy  $^{16}\text{O}$  i  $^{18}\text{O}$ . Izotop lżejszy  $^{16}\text{O}$  ulatnia się łatwiej niż izotop cięższy. W związku z tym woda morska jest wzbogacona w  $^{18}\text{O}$ . Stosunek zawartości  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  oznacza się jako  $\delta^{18}\text{O}$ . Krążenie wód sprawia, że w wodach powierzchniowych otwartych oceanów proporcje obu izotopów zostają wyrównane.

Stosunek izotopów zależy od temperatury wody. Wartość  $\delta^{18}\text{O}$  zmienia się o 0,016% na każdy stopień. W wodach chłodnych wzrasta zawartość  $^{18}\text{O}$ . W okresach glacialnych większa część  $^{16}\text{O}$  zawartego w wodzie morskiej została uwieczniona w lodach i w związku z tym  $\delta^{18}\text{O}$  była w oceanach wyższa niż podczas interglacialów, kiedy lody topniały. Odpowiednio zmieniał się też skład izotopowy w skorupkach organizmów pelagicznych, takich jak otwornice i nanoplankton, które są głównym materiałem badawczym. Analiza izotopowa skorupki pobranej z kolejnych warstw osadów pozwala więc na określenie temperatury wody w okresie, kiedy żyły wytwarzające je organizmy (ryc. 117). Analizy izotopowe wykazały, że w plejstocenie na półkuli północnej było 30 zlodowaceń, a nie jak się przyjmuje na podstawie utworów lodowcowych na lądzie tylko 4. Najstarsze zlodowacenie w profilach izotopowych datowane jest na 3 mln lat p.n.e., a więc sporo przed czwartorzędem, który rozpoczął się ok. 1,8 mln lat p.n.e.

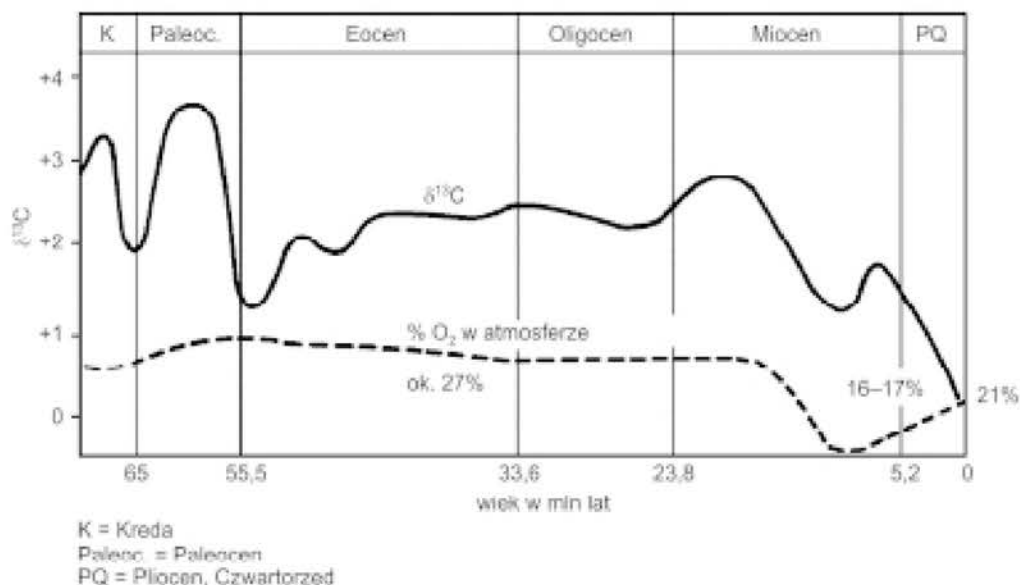


Ryc. 117. Średnia temperatura wód głębinowych na podstawie  $\delta^{18}\text{O}$  w mikroskamieniałościach, w ostatnich 100 mln lat. Pal. – paleocen, Oli. – oligocen (na podstawie T.H. van Andel, 1997)

Węgiel występuje w trzech izotopach, radioaktywnym  $^{14}\text{C}$  i dwu trwałych  $^{12}\text{C}$  i  $^{13}\text{C}$ . Rośliny wykorzystując węgiel w postaci  $\text{CO}_2$ , łatwiej wiążą lżejsze izotopy. Podobnie jak w przypadku tlenu stosunek  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  wyrażany jest jako  $\delta^{13}\text{C}$ . Dwutlenek węgla w wodach oceanicznych jest więc zubożony w  $^{12}\text{C}$  i ma wyższy  $\delta^{13}\text{C}$ . Izotop ten powraca do wody przy rozkładzie materii organicznej. W przypadku pogrzebania materii organicznej  $^{12}\text{C}$  zostaje uwieczniony w osadzie, w wodzie pozostaje więcej  $^{13}\text{C}$ , który jest wykorzystywany przez zwierzęta do budowy twardych elementów szkieletowych.

Na podstawie zmian stosunku  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  można oszacować ilość pogrzebanego węgla i wyliczyć ilość tlenu zatrzymanego w oceanach i atmosferze. Zmniejszenie proporcji izotopów węgla świadczy, że węgiel zawarty w osadach morskich został uwolniony jako  $\text{CO}_2$ . W tym procesie zużywany jest tlen, co powoduje jego ubytek w atmosferze. Zmiany  $\delta^{13}\text{C}$  w ostatnich 70 mln lat ilustruje ryc. 118.

Nauka, która analizuje wielorakie zależności zachodzące obecnie i w przeszłości między oceanami a klimatem jest niedawno powstała gałąź oceanologii – paleoceanografia. Przypatrzmy się teraz, w wielkim skrócie, jak w świetle tej dziedziny nauki przedstawia się historia oceanów i klimatu. Jak wiemy, w mezozoiku między Gondwaną i Laurazją rozciągał się równoleżnikowo ocean Tetydy. W momencie jego powstania utworzyła się wokółtropikalna cyrkulacja powierzchniowych wód Panthalassy. Wody krążące na niskich szerokościach geograficznych ulegały silnemu nagrzaniu i odgrywały rolę ciepłowni dla całej Ziemi. W rezultacie mezozoik był okresem, w czasie którego panował wyrównany, ciepły klimat o małych gradientach temperatur w atmosferze i wodach oceanicznych. Przed 100 mln lat (kreda) temperatura wód powierzchniowych w rejonie równikowym wynosiła  $20^\circ\text{C}$ – $30^\circ\text{C}$ , a na szer. geogr.  $60^\circ$ – $70^\circ$  wynosiła  $12^\circ$ – $15^\circ\text{C}$ . W wodach dennych na głębokości 2000 m dochodziła do ok.  $15^\circ\text{C}$  (dzisiaj  $1^\circ$ – $4^\circ\text{C}$ ). Przy tak małych



Ryc. 118. Krzywa  $\delta^{13}\text{C}$  w wodach oceanicznych i wyliczona zawartość tlenu w atmosferze, od kredy do czasów obecnych. K – kreda, PQ – pliocen i czwartorzęd (na podstawie T.H. van Andel, 1997)

gradientach temperatur można więc wnioskować, że słaba cyrkulacja głębinowa była wywoływana raczej różnicami zasolenia niż temperatury.

Przy tak leniwym krążeniu wód przydennych w głębokich basenach oceanicznych powstawały dogodne warunki do powstawania warunków euksenicznych. Morza kredowe były wprost stagnujące, pozbawione tlenu, podobnie jak współczesne Morze Martwe. Częstym osadem kredowym są cienkie warstewki czarnych łupków, bogatych w materię organiczną (ok. 30%) przekładające się z jaśniejszym osadem o mniejszej zawartości składnika organicznego. Przyczyną powstawania czarnych lamin był niedostatek tlenu i wysoka temperatura wód głębinowych. Wskutek niedoboru tlenu następowało zmagazynowanie dużej ilości materii organicznej w osadach i wyjąłowanie wód powierzchniowych, co z kolei powodowało obniżenie ich produkcji organicznej. Mniejsze było zużycie tlenu przez organizmy, mniej szczątków organicznych spadało na dno i mniej tlenu było zużywane do ich rozkładu. Po pewnym czasie zawartość tlenu wracała więc do stanu poprzedniego, ponownie tworzyła się lamina osadu znacznie uboższego w materię organiczną i taki dwuskładnikowy cykl zaczynał się powtórnie.

Poziom oceanów w kredzie był wysoki, powstawały rozległe morza epikontynentalne z sedimentacją węglanową, a w przypadku ograniczonego połączenia z oceanem światowym istniały w nich dogodne warunki dla sedimentacji euksenicznej.

Badania izotopowe węgla wskazują, że w okresie od kredy do późnego eocenu zostało uwięzione w osadach ok.  $10^9$  ton zawartego w materii organicznej więcej węgla, niż obecnie. Pociągnęło to za sobą spadek zawartości  $\text{CO}_2$  i procentowy wzrost zawartości tlenu w atmosferze. Tym samym wzrosło zagrożenie pożarowe. Sadza zawarta w osadach paleocenu potwierdza taką interpretację badań izotopowych.

Przełomowy moment nastąpił pod koniec eocenu (ok. 38 mln lat p.n.e.). Został on spowodowany pojawieniem się lodów wokół Antarktydy. Utworzył się wówczas zimny prąd denny płynący ku równikowi. Rozpoczęło się oziębianie wód oceanicznych i wzrost gradientów temperatur między obszarami polarnymi a równikiem. Zmiany te zachodziły nierównomiernie, okresy zimne przedzielone były okresami cieplejszego klimatu. Czyniły to przekształcenia, spowodowane ruchami kontynentów w geometrii basenów oceanicznych oraz związany z tymi zmianami układ prądów oceanicznych. W eocenie – oligocenie następowało stopniowe zamykanie się Tetydy. Wokółrównikowe krążenie wód powierzchniowych stawało się coraz trudniejsze. Odsunięcie się Ameryki Południowej od Antarktydy umożliwiło powstanie prądu okołobiegunowego, który odizolował zimne wody antarktyczne od cieplejszych wód zwrotnikowych. Ułatwiała to rozwój lodu na Antarktydzie i zapoczątkowało obecny wirowy układ prądów w oceanach. Istnieją dowody, że już w oligocenie istniały na Antarktydzie lodowce schodzące do morza.

Na półkuli północnej Morze Arktyczne było początkowo zamknięte przez połączone z sobą Amerykę i Eurazję. W eocenie (30 mln lat p.n.e.) utworzyło się płytkie przejście między Grenlandią i Norwegią, przez które następowała wymiana wód powierzchniowych Arktyki i północnego Atlantyku. Przepływ głębinowy był blokowany przez podmorską barierę na linii Grenlandia – Islandia – Wyspy Owcze. W eocenie pojawiły się pierwsze oznaki istnienia lodu morskiego. We wczesnym miocenie układ basenów oceanicznych był już podobny do dzisiejszego.

W środkowym miocenie (ok. 15 mln lat p.n.e.) nastąpił spadek proporcji  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , świadczący o uwalnianiu węgla z pogrzebanej materii organicznej, który jako  $\text{CO}_2$  powrócił do atmosfery. Powstawanie dwutlenku węgla spowodowało względne obniżenie ilości tlenu w atmosferze. Szacuje się, że wynosiła ona 20%–25% obecnej jego zawartości. Uwolnienie węgla nastąpiło w wyniku erozji osadów, którą wywołał wzmożony przepływ wód abisalnych. Dowodem erozji są spotykane w osadach miocenu powierzchnie erozyjne. Procesy utleniania węgla wzmocniły ochładzanie się wód głębinowych o ok. 10%, były one w stanie zatrzymać ok. 20% więcej  $\text{O}_2$  niż poprzednio. Zmiany te na wykresach izotopowych są dość ostre, w rzeczywistości jednak trwały one kilkadziesiąt do ok. 100 tys. lat.

Na Antarktydzie już 16 mln lat p.n.e. utworzyła się rozległa pokrywa lądolodu. Spowodowała ona obniżenie się poziomu morza. Powstały bardzo zimne wody polarne, które dały początek obecnej cyrkulacji. W atmosferze spadła zawartość tlenu, gdyż część  $^{16}\text{O}$  została uwięziona w lodach.

Na półkuli północnej lodowce zaczęły tworzyć się znacznie później, dopiero w pliocenie (3 mln lat p.n.e.). Ich pojawienie było związane z ograniczeniem cyrkulacji okołotropikalnej wskutek połączenia się obu Ameryk, które zamknęły Przesmyk Panamski łączący Atlantyk z Pacyfikiem. Współczesny system cyrkulacji wód oceanicznych jest więc stosunkowo młody. Został on uformowany przez dwa główne czynniki: ewolucję basenów oceanicznych i rozwój lodowców głównie w rejonach polarnych.

Rozwój i przekształcanie się krążenia oceanicznego było spowodowane przemieszczaniem się kontynentów. Najważniejszymi wydarzeniami spowodowanymi tektoniką płyt były:

1. Ograniczenie cyrkulacji równikowej wskutek zamknięcia Tetydy i powstania wysp Indonezji, które blokowały przepływ wód między Oceanem Spokojnym i Indyjskim oraz połączenie się obu Ameryk.



2. Powstanie powierzchniowej cyrkulacji wód wokół Antarktydy w momencie oddzielenia się Australii od Antarktydy oraz otwarcie w oligocenie cieśniny Drake'a między Ameryką Południową i Antarktydą.

Rozwój zlodowaceń na obu półkulach zapoczątkował cyrkulację termohalinową. Powstały denne Prądy Antarktyczny i Arktyczny, które niosą zimne wody polarne ku równikowi. Cyrkulacja wód oceanicznych, jaka istnieje obecnie, będzie podlegała w przyszłości dalszym zmianom w zależności od ruchu kontynentów i zmieniającej się geometrii oceanów, pociągając za sobą przekształcenia klimatyczne w skali globalnej.





## Rozdział XIV

# Zasoby morskie

Naturalne surowce, eksploatowane przez człowieka dzielą się na dwie grupy: surowce odnawialne i nieodnawialne. Odnawialne surowce są ustawicznie uzupełniane przez reprodukcję: wzrost roślin i zwierząt. Natomiast zasoby istniejących obecnie surowców nieodnawialnych są w skali istnienia ludzkości stałe. Należą do nich wszystkie złoża mineralne. Spośród morskich surowców nieodnawialnych, ropa naftowa i gaz ziemny ogrywają obecnie znaczącą rolę w gospodarce światowej. Lokalne znaczenie ma uzyskiwanie soli stołowej, piasku i żwiru. Przy dzisiejszym stanie techniki wydobywanie innych surowców, takich jak magnez, mangan, mimo że ich zasoby w oceanach są wielkie, jest nieopłacalne. W śladowych ilościach w wodach oceanicznych znajduje się ponadto siarka, brom i wiele innych użytecznych minerałów, a nawet złoto.

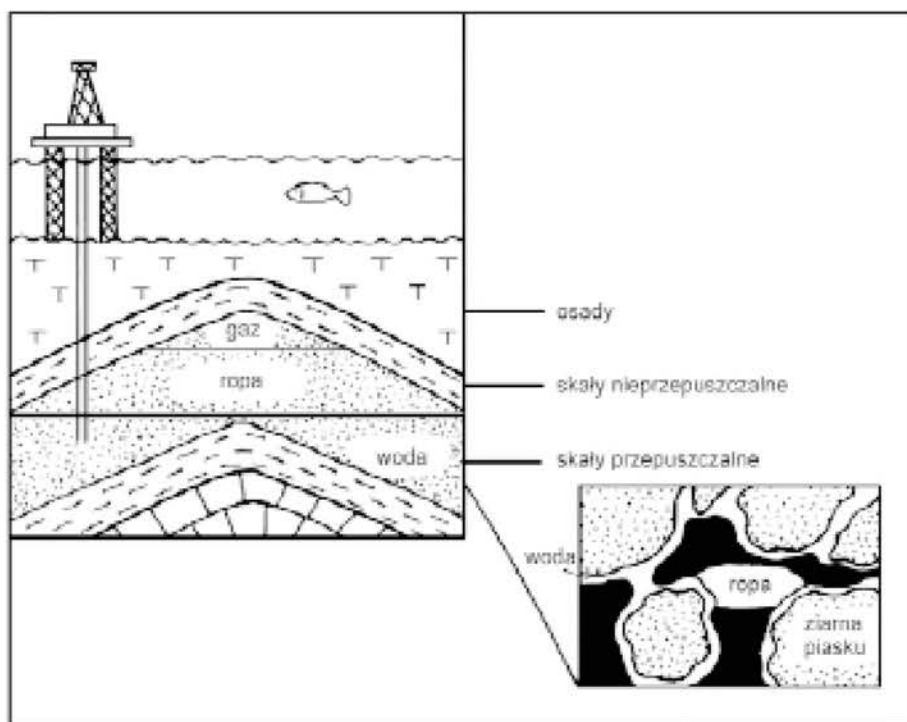
**Ropa naftowa i gaz ziemny** powstały z pogrzebanych pod grubą warstwą osadów szczątków roślin i zwierząt. Proces przekształcania się materii organicznej w węglowodory jest bardzo złożony i, jak dotąd, nie całkiem wyjaśniony. Zachodzi on w warunkach beztlenowych, w podwyższonej temperaturze i ciśnieniu. Warunkami sprzyjającymi powstawaniu ropy są:

1. Wystarczająca dostawa materii organicznej oraz szybkie pokrycie szczątków organicznych osadem, którego grubość musi być odpowiednia, aby wytworzyć temperaturę i ciśnienie konieczne do przekształcania materii organicznej w ropę. Głębokość, na której zachodzi ten proces, szacuje się na ok. 2000 m.
2. Możliwość przejścia ropy z nieprzepuszczalnej skały macierzystej (mułu, iłu) do porowatej i przepuszczalnej skały (piaskowca) stanowiącej rezerwuar (kolektor), z którego może być ona eksploatowana.
3. Istnienie nieprzepuszczalnego nakładu, który uniemożliwia ucieczkę ropy i gazu ze złoża (ryc. 119).

Czas formowania się złoża roponośnego nie jest znany. W każdym razie jest on nawet w skali geologicznej długi. Długotrwałe przebywanie ropy w wysokiej temperaturze i ciśnieniu powoduje wydzielanie się z niej gazu ziemnego składającego się z lekkich węglowodorów, głównie metanu.

Złoża ropy naftowej są zawsze związane z osadami morskimi. Ich materiałem wyjściowym był zapewne obumarły plankton zasiedlający spokojne, położone zazwyczaj w pobliżu lądów baseny, do których dostawa tlenu była niska i niewiele było padlinożerców.

Ropa wydobywana jest z dna morskiego za pomocą platform wiertniczych. Największe eksploatowane pola naftowe znajdują się obecnie na Morzu Północnym w pobliżu



Ryc. 119. Przykład złoża węglowodorów. Ropa i gaz wypełniają przestrzenie międzyziarnowe w skałach złożowych

Norwegii i Wielkiej Brytanii, u północnych wybrzeży Zatoki Meksykańskiej, w Morzu Kaspijskim (zagłębie naftowe Baku) oraz na atlantyckim szelfie Ameryki Północnej. Ponadto perspektywiczne złoża zostały stwierdzone m.in. na pacyficznym szelfie Ameryki Północnej, wokół Alaski, w rejonie Indonezji. Udział udokumentowanych morskich złóż ropy w zasobach ogólnoswiatowych wynosi 34%, gazu ziemnego 26%.

Ponieważ węglowodory są substancjami organicznymi i mogą być rozkładane przez mikroorganizmy, traktowane są one jako stosunkowo najmniej szkodliwe dla środowiska morskiego. Niestety, oleje zawierają też inne dodatki i takie mieszaniny, reagując z wodą morską, mogą być niszczące dla organizmów morskich.

W drugiej połowie XX w. nastąpiło kilka spektakularnych uszkodzeń tankowców i następowały wycieki ropy na obszarach oceanicznych. Powodowały one śmierć większości organizmów żyjących w rejonie tych katastrof. Rekonstrukcja biocenozy następowała bardzo powoli.

Okres „połowicznej” egzystencji ropy na powierzchni oceanu wynosi ok. dwóch lat. Powstałe skutki powodują długie i trudne odradzanie się poprzedniej biocenozy. Często ta nowa biocenoza nie jest podobna do poprzedniej, istniejącej przed jej zniszczeniem.

**Siarka.** Na szelfach, w osadach triasowych i dolnojurajskich (?), znajdują się pokłady soli i innych ewaporatów, takich jak gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) i anhydryt ( $\text{CaSO}_4$ ). Sól pod ciśnieniem uzyskuje, podobnie jak lód, właściwości plastyczne, dzięki czemu jest ona

wyciskana i tworzy diapiry solne. Diapiry te dochodzą niekiedy do powierzchni osadów. Część soli ulega rozpuszczeniu, a jako *residuum* pozostają słabiej rozpuszczalne minerały siarczanowe, anhydryt, które reagując z ropą naftową i bakteriami, tworzą siarkowodór (gaz). Siarkowodór wchodzi w reakcję chemiczną z tlenem. Produktem tego procesu jest wytrącanie się czystej siarki, która kumuluje się w osadach pokrywających diapir. Siarkę eksploatuje się, wtłaczając do otworu wiertniczego przegrzaną wodę i powietrze. Ta mieszanina rozpuszcza złoże i zostaje następnie wypompowana na powierzchnię. Diapiry solne na szelfie Luizjany (USA, Zatoka Meksykańska) dostarczają ok. 5% światowej produkcji siarki.

Obszarem źródłowym **manganu i magnezu** są podmorskie erupcje wulkaniczne. Rozprzestrzeniają się one w wodzie i wchodzi w skład osadów. Do bogatych w te metale utworów należą osady wokół wypływów wód hydrotermalnych (fontanny hydrotermalne), skorupy na górach podmorskich, konkrecje i polewy manganowo-żelazowe pokrywające głębokie dna oceaniczne (str....).

**Fosfor.** Osady fosforanowe tworzą się w strefach prądów wstępujących (str.....), na stosunkowo niewielkiej głębokości 30–300 m. Składają się one z mieszaniny różnych minerałów fosforanowych i węglanowych. Osady takie określa się mianem fosforytów. Fosforyty są cennym surowcem w przemyśle chemicznym, jednak koszty ich wydobywania ze złóż podmorskich znacznie przewyższają koszty eksploatacji na lądzie.

**Sole.** Jak już wiemy, zawartość soli w wodzie morskiej wynosi wagowo 3,3%–3,7%. Po wyparowaniu wody pozostaje z niej mieszanina różnorodnych soli. W ciepłych i suchych krajach sól stołową (NaCl) uzyskuje się w solankach, płytkich i rozległych zbiornikach, które zapełnia się wodą morską. Operator może rozdzielić poszczególne sole, mające różny stopień rozpuszczalności, przepuszczając w odpowiednim czasie roztwór z basenu do basenu. Sole potasowe są wykorzystywane jako surowce w przemyśle chemicznym (np. nawozy sztuczne), sole bromu w farmaceutyce, chemii, jako przeciwuderzeniowy składnik benzyny, z soli magnezowych można uzyskać magnez. Sole te są też używane do usuwania śniegu.

Trzeba jednak pamiętać, że każda działalność gospodarcza człowieka w środowisku morskim prowadzi do zaburzenia jego równowagi ekologicznej. Surowce odnawialne też mogą ulec zniszczeniu, w przypadku ich zbyt intensywnej eksploatacji. Również działalność człowieka na lądzie może być katastrofalna dla środowiska morskiego. Na przykład wybudowanie zapory w Assuanie spowodowało wyginięcie sardynek w Morzu Śródziemnym wokół delty Nilu, a stanowiły one podstawę życia tamtejszych rybaków.

**Woda pitna.** Jedynie 0,067% wody na Ziemi nadaje się do picia. Są kraje, w których woda jest droższa niż benzyna. Natomiast nieprzebrane ilości wody znajdują się w oceanach. Problem polega jedynie na jej odsoleniu. W krajach cierpiących na brak pitnej wody stosuje się trzy metody odsalania. Najczęściej sól jest usuwana z wody przez gotowanie. Jest to jednak metoda kosztowna, gdyż pożera dużo energii. Zastosowanie energii słonecznej lub geotermalnej może ten koszt obniżyć. Równie energochłonne jest uzyskiwanie wody pitnej przez zamrażanie (str....). Najmniej energii zużywa metoda odwróconej osmozy. W tym procesie woda morska, znajdująca się pod wysokim ciśnieniem, przepływa przez półprzepuszczalną membranę, która zatrzymuje jony soli. Obecnie ok. 1/4 odsolonej wody uzyskuje się tą metodą. Zużywa ona wprawdzie mniej energii niż metody gotowania i zamrażania, ale konieczne membrany są łamliwe i kosztowne.



## *Rozdział XV*

# ***Biologia oceanów***

Oceany są bardziej optymalnym środowiskiem dla życia niż lądy. Morze stwarza znacznie bardziej stabilne warunki do bytowania organizmów żywych niż środowisko lądowe. W rezultacie organizmy żyjące w morzach nie wytworzyły tak skomplikowanych systemów regulacyjnych, jak organizmy lądowe, które muszą przeciwstawiać się raptownym zmianom środowiska.

Organizmy morskie są poddawane jedynie niewielkim wahaniom zasolenia, turbulencji i temperatury.

Jest to środowisko historycznie starsze, z niego bowiem przed ponad 3 miliardami lat wywiodło się życie na naszej planecie. Trwająca setki milionów lat ewolucja życia na lądzie nie zatarła całkowicie śladów środowiska przodków. Każdy organizm lądowy ma cechy łączące go ze środowiskiem zarania życia. Chociażby skład chemiczny komórki. Rośliny i zwierzęta lądowe wykształciły specjalny, bardzo złożony system służący do dystrybucji wody w organizmie i do zapobiegania jej utracie. Mieszkańcy mórz nie muszą obawiać się, że ulegną wysuszeniu w warunkach naturalnych, jak również wydawać tak dużo energii na usztywnienie ciała.

W rezultacie oceany są siedliskiem ok. 80% organizmów żywych zamieszkujących naszą planetę. Stanowią one niewątpliwie największy biotop Ziemi. Główną barierą rozwoju życia i podstawowym czynnikiem selekcji darwinowskiego doboru naturalnego jest zakres tolerancji, ograniczony parametrami abiotycznymi. Zarówno geologiczne uwarunkowania budowy dna morskiego, jego historia, jak też mechanika i właściwości fizyczno-chemiczne mas wodnych to tło, limitujące ich optymalne bądź skrajne warunki życia.

Zajmijmy się teraz procesami, które w powiązaniu z wyżej opisanymi stanowią oryginalne tło życia w oceanach, jako model funkcjonujący w zrównoważonych układach fizyczno-chemicznych.

### ***XV.1. Uzyskiwanie energii życiowej***

#### ***XV.1.1. Fotosynteza***

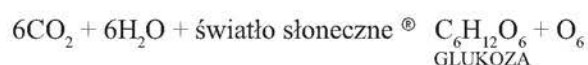
Podstawowym źródłem energii świata ożywionego są reakcje atomowe zachodzące na Słońcu, jednak aby mogła być ona wykorzystana przez organizmy, musi zostać prze-



kształcona w energię związków chemicznych. Energia słoneczna dociera do Ziemi w postaci światła, które jest pochłaniane przez chlorofil zawarty w komórkach organizmów **autotroficznych** (gr. *auto* – sam, *throph* – pożywienie), inaczej samożywnych, jakimi są rośliny zielone, algi i niektóre bakterie.

Chlorofil przenosi energię świetlną do elektronów. Pobudzone elektrony wywołują szereg reakcji biochemicznych, których końcowym rezultatem jest powstanie uwodnionego wodorotlenku węgla, **glukozy** i innych cukrów. Cukry i glukoza są produktami wysokoenergetycznymi, z których komórka formuje materiał budujący roślinę. Proces ten nosi nazwę **fotosyntezy** (gr. *photos* – światło, *syn + thesis* – łączyć razem).

Glukoza składa się z pochodzącego z wody węgla, w której znajduje się w postaci  $\text{CO}_2$ , oraz wodoru i tlenu. Powstawanie glukozy przedstawia wzór:

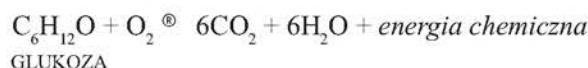


Produktem ubocznym tego procesu jest tlen.

Zwierzęta nieposiadające chlorofilu uzyskują energię przez konsumpcję innych organizmów. Określane są one jako organizmy **heterotroficzne** (gr. *hetero* – inny, obcy).

### XV.1.2. Oddychanie

Oddychanie jest czynnością mechaniczną, w czasie której zachodzi biochemiczny proces respiracji będący przeciwieństwem fotosyntezy. W procesie tym następuje, przy współudziale tlenu, rozkład glukozy i wydzielanie dużych ilości energii. Proces ten obrazuje poniższy wzór:



Z powyższych rozważań wynika, że początkowy produkt fotosyntezy jest jednocześnie końcowym produktem respiracji i *vice versa*. Wolny tlen i dwutlenek węgla przechodzą ustawicznie przez organizmy. Są one pochłaniane i wydalone w procesach respiracji i fotosyntezy. Przejście całej ilości tlenu istniejącego w danym momencie w atmosferze i oceanach trwa mniej więcej 2000 lat, dwutlenku węgla ok. 300 lat.

## XV.2. Fizykochemiczne czynniki wpływające na życie w morzu

Najważniejszymi czynnikami fizycznymi wpływającymi na życie organizmów morskich są: przezroczystość, rozpuszczone składniki odżywcze (biogeny, nutrieny), pH wody i ciśnienie hydrostatyczne.

### XV.2.1. Przezroczystość i kolor wody

Światło w wodzie morskiej rozprasza się na molekułach wody, a przede wszystkim na zawartych w niej cząstkach mineralnych i organicznych. Wysoka zawartość takich cząstek

szybko adsorbują fale świetlne reprezentujące widmo niebieskie i ultrafioletowe. Woda uzyskuje barwę zieloną. Częściowo zielony kolor wody jest również wynikiem obecności żółto-zielonych, mikroskopijnych roślin. Zielony odcień mają zazwyczaj wody przybrzeżne o wysokiej produkcji organicznej.

Na otwartym oceanie, gdzie cząstki materii organicznej są stosunkowo rzadkie, woda ma kolor niebieski, ze względu na załamywanie się światła praktycznie tylko na molekułach wody. Jest to zjawisko podobne do tego, które powoduje niebieski kolor nieba.

Zielony kolor wody zwykle wskazuje na obecność obfitych populacji organizmów, które mogą być odpowiednikami dżungli na kontynentach. Wyraźnie niebieska barwa otwartych oceanów zazwyczaj jest wskaźnikiem obszarów o bardzo ubogim życiu i może być traktowana jako biologiczna pustynia.

Światło, wędrując w głąb oceanu, stopniowo zanika. Zmienia się w ciepło, a jego widmo przesuwają się w kierunku fal coraz krótszych odpowiadających barwie niebieskiej i w końcu zanika. Górna naświetlona warstwa wody określana jest jako strefa **fotyczna** (gr. *photo* – światło). Grubość tej strefy zależy od szerokości geograficznej i czystości wód. W otwartych, czystych oceanach wynosi ona zazwyczaj ok. 100 m, w wodach tropikalnych sięga nawet do 200 m.

Poniżej strefy fotycznej panuje kompletna ciemność rozświetlana jedynie rozbłyskami luminescencyjnego światła wydzielanego przez organy zwierząt głębinowych. Jest to strefa **afotyczna** (gr. *a* – bez, *photo* – światło).

Większość produkcji organicznej w oceanach odbywa się w górnej części strefy fotycznej wyróżnianej jako strefa **eufotyczna** (gr. *eu* – dobry, *photo* – światło). W strefie tej organizmy otrzymują więcej światła niż go zużywają. Trudno jest ocenić jej grubość w skali całego oceanu światowego. Na średnich szerokościach geograficznych wynosi ona w przybliżeniu ok. 40 m. Prawie całe życie morskie zależy od tej cienkiej warstewki, która zajmuje mniej niż 2% objętości wody w oceanach.

#### XV.2.2. Biogeny (nutrienty)

W wodzie morskiej znajduje się wiele składników organicznych i nieorganicznych wykorzystywanych przez organizmy żywe, określanych ogólnie jako **biogeny (nutrienty)**. Należą do nich azot, wapń, fosfor, potas, krzemionka, siarka i sód oraz pierwiastki śladowe, takie jak magnez, cynk, miedź, kobalt, jod. Jedne służą do budowy twardych części szkieletowych, inne biorą udział w życiowych procesach biochemicznych. Najważniejszymi nutrientami nieorganicznymi koniecznymi do produkcji pierwotnej są azot (w postaci  $\text{NO}_3^-$ ) i fosfor ( $\text{PO}_4^{3-}$ ).

Zawartość tych składników w morzach jest niewielka. Najbardziej żyzne wody zawierają jedynie 1/10 000 część obecnego w osadach azotu. Fosforu jest jeszcze mniej, ale i zapotrzebowanie na niego organizmów jest również niewielkie. W warunkach tak ograniczonej podaży składników odżywczych organizmy autotroficzne szybko wyczerpałyby zapas nutrientów i uległyby zagładzie. Zapobiega temu wtórne wykorzystanie nutrientów. Organizmy autotroficzne zarówno pobierają nutrienty, jak i wydalają z powrotem. Przechodzą one ustawicznie ze środowiska do świata organicznego i na odwrót. Ogólna masa materii żywej nie może jednak wzrosnąć, jeżeli nie zostaną dostarczone z zewnątrz dodatkowe ilości nutrientów.

### XV.2.3. pH

Miarą stężenia jonów wodorowych w roztworze, od którego zależy jego odczyn (kwaśny, zasadowy lub obojętny), jest logarytmiczna skala pH. W przypadku roztworów wodnych wartości pH mieszczą się w przedziale 14 stopni, jeden jej stopień odpowiada dziesięciokrotnej zmianie koncentracji wodoru. Woda dysocjuje samorzutnie rozpadając się na jony wodoru i wodorotleniu. Nadmiar jonów wodoru ( $H^+$ ) sprawia, że roztwór staje się kwaśny, przewaga jonów wodorotlenowych ( $OH^-$ ) powoduje, że staje się on zasadowy. Roztwory, w których jony te znajdują się w równowadze, są obojętne, ich pH wynosi 7, niższe wartości pH mają roztwory kwaśne, wyższe roztwory zasadowe.

Woda morska jest lekko zasadowa ( $pH = 7,8$ ), mimo że zawiera spore ilości  $CO_2$ , z którym tworzy kwas węglowy ( $H_2CO_3$ ). Kwas węglowy rozpada się na jony: wodorowy, dwuwęglanowy ( $HCO_3^-$ ) i węglanowy ( $CO_3^{2-}$ ). Reakcja przebiega wg wzoru:



W przypadku gdy wody oceaniczne stają się bardziej kwaśne, reakcja przebiega w lewo, usuwając nadmiar  $H^+$  i pH oceanu wzrasta, natomiast w razie zbyt małego stężenia jonów wodorowych – w prawo, co powoduje obniżenie pH wskutek uwolnienia jonów wodorowych. Te przeciwstawne reakcje działają jako bufor zapobiegający większym wahaniom pH.

Stężenie jonów wodorowych jest ważne dla prawidłowego przebiegu procesów biochemicznych, nawet niewielkie zmiany powodują ich zakłócenie. Jako przykład mogą posłużyć koralowce rafotwórcze. Jak wiemy, zamieszkują one ciepłe wody oceaniczne i stwarzają warunki dla wysokiej produkcji organicznej. W takich wodach zawartość dwutlenku węgla spada poniżej przeciętnej. Z jednej strony  $CO_2$  jest usuwany przez fotosyntezę, z drugiej zaś, z powodu podniesionej temperatury mniej dwutlenku węgla może być rozpuszczone w wodzie. W rezultacie zawiera ona niewiele kwasu węglowego, co ułatwia odkładanie się węglanu wapnia. Wody zimne mogą pochłonąć więcej  $CO_2$  z atmosfery, a produkowany z niego kwas węglowy utrudnia wytrącanie się węglanu wapnia. Jest to jedna z przyczyn, która powoduje że na wysokich szerokościach geograficznych nie tworzą się rafy koralowe i nie występują osady węglanowe.

### XV.2.4. Wpływ zasolenia

Organizmy morskie, w zasadzie, tolerują jedynie niewielkie zmiany w ich warunkach środowiskowych. Jednym z bardziej istotnych czynników są zmiany zasolenia. Zachodzą one w estuariowych ujściach rzek, w których podczas zalewów morskich spowodowanych pływami lub sztormami zasolenie wyraźnie się zwiększa, podczas odpływu i w okresie powodzi maleje. Organizmy żyjące w takich warunkach posiadają zdolność szerokiej tolerancji zmian zasolenia. Nazywamy je **euryhalinowymi** (gr. *euryś* – szeroki, *hals* – sól). Natomiast inne organizmy morskie, które mogą wytrzymać tylko niewielkie zmiany zasolenia określamy jako **stenohalinowe** (gr. *sténos* – ograniczony).

Niektóre rośliny i zwierzęta są uzależnione od rozpuszczonej w wodzie materii nieorganicznej, z której budują swoje skorupki i szkielety wewnętrzne. Składnikami najczęściej używanymi są: krzemionka ( $\text{SiO}_2$ ) i węglan wapnia ( $\text{CaCO}_3$ ). Krzemionka jest wykorzystywana, do budowy szkieletów przez okrzemki i radiolarie (promienice), węglan wapnia – przez otwornice, większość gatunków mięczaków, korale i niektóre glony.

#### XV.2.5. Dyfuzja i osmoza

Zgodnie z drugim prawem hydrodynamiki, aby utrzymać organizację jakiegoś systemu, konieczna jest siła. W przypadku jej braku system ulega dezintegracji. Między innymi to twierdzenie implikuje, że koncentracja jednej substancji w innej (system zorganizowany) zostanie rozproszona, jeżeli oba składniki mają swobodę ruchu. Na przykład taką koncentrację może stanowić kostka rozpuszczalnej farby umieszczona w naczyniu z wodą. Jeżeli naczynie nie zostanie poruszone, molekuły farby, po odpowiednio długim czasie, zabarwią wodę w całym naczyniu. Proces przechodzenia substancji z ośrodka, w którym jej stężenie jest większe, do ośrodka o stężeniu mniejszym, określane jest mianem **dyfuzji**.

Komórki organizmów otoczone są półprzepuszczalnymi błonami, delikatnymi filmami, które umożliwiają przejście wody i molekuł niektórych zawartych w niej substancji do komórki, stanowią natomiast barierę dla innych. Proces przenikania przez błonę składników jednego medium (woda) do drugiego (komórka) i *vice versa* określane jest jako **osmoza** (gr. *osmós* – ciśnienie).

Poprzez proces dyfuzji komórki pobierają niezbędne im składniki (biogeny) z otaczającej wody i wydają zbędne produkty przemiany materii. Podczas tych procesów cząstki wszystkich substancji przechodzą przez membranę w obu kierunkach. Niemniej transport netto danej substancji odbywa się ze środowiska, w którym jest ona w większej koncentracji, do środowiska o koncentracji mniejszej.

W przypadku morskich organizmów bezkręgowych stężenie substancji w płynach ciała jest prawie takie samo, jak w wodzie morskiej. Mówimy o nich, że są *izotoniczne* (gr. *isó* – równy, *tonos* – siła) w stosunku do środowiska, w którym się znajdują, tym samym przepływ wody z ich wnętrza do środowiska jest znikomy. Do momentu, kiedy środowisko nie przekroczy granic tolerancji, nie wytwarzają one specjalnych mechanizmów do utrzymywania stężenia ich płynów w należytej koncentracji.

Ryby morskie mają zasolenie ciała nieco większe niż 1/3 zasolenia wody oceanicznej. Są one zatem **hipotoniczne** (gr. *hypo* – pod). Różnica ta powoduje, że ryby słonowodne bez żadnego mechanizmu regulacji traciłyby w sposób ciągły wodę z ciała do otaczającego środowiska. Pokonują one jednak to niebezpieczeństwo przez wypijanie wody morskiej i wydzielanie soli za pomocą tzw. „komórek chlorkowych”, zlokalizowanych w skrzelach.

Ryby słodkowodne są **hipertoniczne** (gr. *hyper* – nad) w stosunku do otaczającej je wody. Ciśnienie osmotyczne w płynach ciała, może być 2–30 razy większe niż wody słodkiej. Ich problemem z kolei jest uniknięcie pobrania zbyt dużej ilości wody, która mogłaby spowodować rozerwanie komórek. Aby temu zapobiec, ryby te nie piją wody. Natomiast ich komórki mają zdolność przechowywania i adsorbowania soli. Nadmiar wody, która wnika do organizmu, jest wydzielany w urynie.

Nie powinniśmy więc pić wody morskiej nie tylko ze względu na jej nie najlepszy smak, ale również dlatego, że ciążenie osmotyczne naszego ciała jest rzędu 1 wody oceanicznej. Pijąc taką wodę, możemy spowodować drastyczny utratę wody przez nasze systemy trawienne, co w rezultacie mogłoby być przyczyną groźnego w skutkach odwodnienia organizmu.

#### XV.2.6. *Pompa biologiczna*

Biogeny występują w składzie materii organicznej oceanów w pewnych stałych proporcjach. W latach 40. tego stulecia oceanograf z Woods Hole Oceanographic Institution (USA) **A. Redfield** wykazał doświadczalnie, że biomasa oceanów zawiera biogeny w następujących proporcjach: 106 atomów C, 16 atomów N, 1 atom P. Można to wyrazić inaczej: z każdego atomu P, dodanego do wody morskiej, można wyprodukować biomasę, która zawiera 106 atomów C. Jak wiemy, proces fotosyntezy odbywa się w wodach przy powierzchniowych, czego skutkiem jest całkowite zużycie występujących w tej strefie biogenów. Na szczęście zooplankton żywiący się fitoplanktonem przenosi zawarte w pokarmie biogeny do wód głębinowych (m.in. przez procesy wydalinicze). Proces takiego przemieszczenia biogenów w głąb oceanu nazywamy „pompą biologiczną”.

Działanie „pompy biologicznej” prowadzi do zmniejszenia ilości dwutlenku węgla w górnej strefie oceanu i umożliwia przemieszczanie węgla do wód głębszych, co ma podstawowe znaczenie w procesie obiegu węgla w oceanie. Stosunkowo niewielka zawartość dwutlenku węgla w wodach blisko powierzchni umożliwia przenikanie zawartej w atmosferze  $\text{CO}_2$  do oceanu. Należy pamiętać, że zawartość  $\text{CO}_2$  w powietrzu atmosferycznym jest bardzo niska (0,02–0,04%). Jeżeli fotosynteza i respiracja w nasłonecznionej części oceanu zamiera, duża ilość rozpuszczonego węgla, magazynowanego w głębokich wodach, może w określonych warunkach wydostać się do atmosfery i podnieść zawartość atmosferycznego  $\text{CO}_2$ , nawet do poziomu trzykrotnie wyższego od istniejącego pierwotnie.

Prowadzone badania pozwoliły wyliczyć, że 3–6 gigaton węgla (1 gigatona to miliard ton), każdego roku dostaje się do głębin oceanu właśnie w wyniku aktywności „pompy biologicznej”. Mimo że jest to znacząca ilość węgla, to jednak „pompa biologiczna” nie wyrównuje rosnącego poziomu  $\text{CO}_2$  w atmosferze, wywołanego spalaniem kopalnych surowców energetycznych.



## Rozdział XVI

# Produktywność oceanów

### XVI.1. Produkcja pierwotna

Jak już wspomniano wcześniej, fitoplankton potrzebuje światła, biogenów lub użyźniaczy, dwutlenku węgla i wody do procesów wzrostu. Komórki roślin fitoplanktonu zawierają różne odmiany chlorofilu, który wychwytuje światło słoneczne w procesie fotosyntezy. Proces fotosyntezy zamienia dwutlenek węgla i wodę na cukry, z których następnie komórka formuje materiał budujący roślinę. Produkcja nowego materiału roślinnego, w wyniku fotosyntezy, nosi nazwę **produkcji pierwotnej**. Całkowita masa materii organicznej, produkowanej przez fotosyntezę, odbywająca się na określonej powierzchni w danym czasie, jest miarą produkcji pierwotnej. Cukry, produkowane w wyniku fotosyntezy, są rozkładane przez komórki roślinne, dostarczając energii, zużywając tlen i dostarczając dwutlenek węgla w procesie zwanym oddychaniem. Respiracja (oddychanie) zaopatruje rośliny i zwierzęta w energię konieczną do ich podstawowych procesów życiowych.

Jedynie ta część materii organicznej, wyprodukowanej w wyniku fotosyntezy, która nie jest wykorzystana przez roślinę do zdobycia energii (respiracja), stanowi o przyroście biomasy. Zatem tylko ta część materii organicznej jest dostępna dla łańcucha troficznego; stanowiąc następnie pożywienie dla zwierząt bądź substrat dla rozkładu bakteryjnego. Różnicę pomiędzy wyprodukowaną materią organiczną w procesie fotosyntezy a ilością materii zużytej przez roślinę do oddychania nazywamy **produkcją pierwotną netto**. Tak wyprodukowana materia organiczna jest wyrażana jako ilość organizmów lub ich waga, zwana biomasą. Produkcja netto jest często podawana jako masa lub tzw. sucha waga węgla organicznego w gramach, produkowana na metr kwadratowy powierzchni morza w czasie (gC/m/czas).

Znając biomasę produkcji netto i koszt energetyczny respiracji rośliny, stosunkowo łatwo możemy oszacować **produkcję pierwotną brutto**. Upraszczając, możemy uznać potencjalną energię, zmagazynowaną w wytworzonych tkankach rośliny jako produkcję netto, utraconą zaś materię organiczną na zdobycie energii życiowej (zamienionej w ciepło) jako koszt respiracji (oddychania). Dopiero stosunkowo niedawno opracowano metody pozwalające na obliczenie bilansu energetycznego organizmów, co umożliwiło w miarę dokładne szacowanie produkcji pierwotnej w poszczególnych ekosystemach.

Ogólna biomasa roślinna, w każdym obszarze i w stałym czasie, jest określana jako stała biomasa w danej chwili (*standing crop*). Jest to biomasa będąca rezultatem wzrostu, reprodukcji, śmierci i konsumpcji przez zwierzęta, które odżywiają się innymi organizmami. Praktycznie jest to biomasa, która stanowi o globalnej produktywności danego biotopu.



### *XVI.1.1. Kontrola produkcji pierwotnej*

Cykle wzrostu fitoplanktonu są kontrolowane przez światło i biogeny, dostępne w przy powierzchniowej warstwie wody. W szerokościach biegunowych, dni letnie o prawie ciągłym, lecz mało intensywnym nasłonecznieniu powodują, że okres wzrostu jest tutaj maksymalny. Ponieważ sezon letni jest bardzo krótki, zawartość biogenów rzadko spada poniżej poziomu koniecznego dla wzrostu populacji. Zatem w tych szerokościach geograficznych wzrost fitoplanktonu jest głównie kontrolowany przez dostępność światła słonecznego.

W środkowych szerokościach geograficznych, intensywność światła słonecznego i okres nasłonecznienia są zmienne sezonowo. Gdy w okresie zimy wody powierzchniowe ulegają oziębieniu i spływają w dół, na powierzchnię wydostają się, zalegające głębiej, wody cieplejsze. Powoduje to odwrócenie się wód, w wyniku czego biogeny rozprzestrzeniają się na powierzchni. Konsumenci zmniejszają ilości fitoplanktonu i uwalniają biogeny dla drugiego cyklu wzrostu fitoplanktonu, mającego miejsce w środku lata. Tego typu masowe pojawienie się fitoplanktonu (zakwity) trwają, dopóki są dostępne biogeny, po ich wyczerpaniu produkcja ulega zmniejszeniu. Ma to miejsce w okresie nadejścia zimy. Zatem w tych szerokościach geograficznych, zarówno dostępność biogenów, jak i poziom nasłonecznienia limitują wzrost fitoplanktonu.

W tropikach, pomimo iż całoroczne nasłonecznienie zaopatruje wody w olbrzymie ilości energii, to jednak zanik procesów mieszania i wymiany wód powierzchniowych jest powodem redukcji ilości dostępnych biogenów i wyraźnie wpływa na obniżenie biomasy oceanicznej.

### *XVI.1.2. Globalna produkcja pierwotna*

Obszary przybrzeżne są bardziej produktywne niż otwarty ocean, ponieważ to właśnie wzdłuż wybrzeży i estuariów rzek odbywa się dostawa biogenów z lądu.

Wąskie obszary, o bardzo wysokiej produktywności, występują w pobliżu zachodnich wybrzeży Ameryki Północnej i Południowej, zachodniego wybrzeża Afryki i wzdłuż zachodniej części Oceanu Indyjskiego. Są to główne strefy występowania prądów wstępujących (upwellingów). Zarazem są to obszary o dużym nasłonecznieniu i tereny największych łowisk ryb. Szacując taką samą jednostkę powierzchni w takim samym przedziale czasu, okazuje się, że obszary te są trzykrotnie bardziej produktywne niż obszary przybrzeżne, a sześciokrotnie bardziej produktywne niż otwarty ocean.

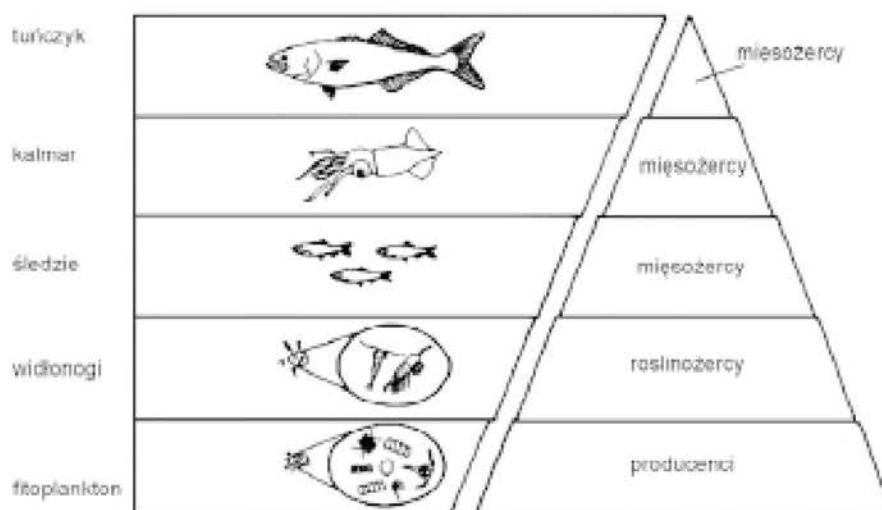
Proporcje te są przedstawione w tabeli. Warto pamiętać, że obszar wybrzeży jest stokrotnie bardziej rozległy niż stref, gdzie występują prądy wstępujące, natomiast obszar otwartego oceanu jest prawie dziesięciokrotnie większy niż powierzchnia przybrzeży. Z kolei, pierwotna produkcja otwartego oceanu jest prawie taka sama, jak na pustyniach lądowych, podczas gdy w obszarach prądów wstępujących produkcja ta jest porównywalna do produktywności pastwisk, żyznych lasów i niektórych żyznych estuariów. Ostatnio, ten ogólnie akceptowany model zróżnicowania produktywności oceanicznej jest znacząco modyfikowany. Nowsze techniki badawcze dostarczyły danych, które wykazują, że produktywność na powierzchni oceanu jest dwu-, a nawet trzykrotnie wyższa, niż uważano dotychczas. Może to do pewnego stopnia zmodyfikować przedstawione powyżej proporcje.

## XVI.2. Łańcuchy pokarmowe, sieć troficzna i poziomy troficzne

Produkcja pierwotna tworzy pierwszy element łańcucha troficznego (pokarmowego), który łączy rośliny i zwierzęta. Tam, gdzie jest wysoka produkcja pierwotna dzięki występowaniu fitoplanktonu, glonów lub innych morskich roślin, występują duże populacje zwierząt. Zwierzęta to konsumenci, żywią się roślinami lub innymi konsumentami. Roślinożercy spożywają wprost rośliny; drapieżcy (mięsożercy) jedzą roślinożerców lub innych mięsożerców. Najliczniejszą i mającą największą biomasę grupą roślinożerców jest zooplankton roślinożerny. Są to pierwotni konsumenci, którzy przekształcają tkanki roślin w tkanki zwierząt i stają się pożywieniem dla innego zooplanktonu, pożerającego mięsożerców stanowiących drugorzędnych konsumentów (konsumentów II rzędu). Łańcuch pokarmowy może być długi lub krótki, lecz niezwykle rzadko jest prosty i liniowy. Wykazuje on często kompleksowe współzależności pomiędzy organizmami. Ze względu na to, lepiej używać terminu sieć troficzna. Przykładem jest sieć pokarmowa: zobacz ryc. 120.

Łańcuch pokarmowy i sieć pokarmowa wskazują drogi przemieszczania się biogenów i energii pokarmowej; jak migrują przez sukcesję roślin, odżywiających się nimi roślinożerców i mięsożernych drapieżców. Stosunki te są często przedstawiane w formie piramidy, tworzącej poziomy troficzne, reprezentujące zależności w łańcuchu pokarmowym (ryc. 120). Poziomy troficzne są ponumerowane od podstawy tej piramidy do jej wierzchołka; producenci pierwotni są zawsze na pierwszym poziomie troficznym. Roślinożerny zooplankton zajmuje drugi poziom troficzny, drapieżcy tworzą wyższe poziomy aż do poziomu drapieżców, umiejscowionych na wierzchołku (drapieżców, na których już nie polują inne morskie organizmy; należą tutaj np. rekiny i drapieżne walenie).

Przesuwając się w górę, od pierwszego poziomu troficznego, zwiększają się rozmiary organizmów, natomiast ilość i biomasa organizmów się zmniejszają. Duża ilość małych



Ryc. 120. Zestawienie procesów tafonomicznych od biocenozy do oryktocenozy. t – czas geologiczny

organizmów na dolnych poziomach troficznych koncentruje znacznie większą biomasę niż znacznie mniejsze ilości większych organizmów na poziomach wyższych (ryc. 120.) Ilustruje to relacje poziomów troficznych do energii słonecznej, procesów rozkładu, obiegu biogenów oraz procesów utraty energii.

Ogólna ilość energii, przechodzącej przez każdą warstwę piramidy troficznej otwartego oceanu, jest szacowana na ok. 10%. Pozostałe 90% energii, traconej na każdym poziomie troficznym, idzie na niezbędny metabolizm organizmu, odżywianie się, oddychanie, poruszanie się, reprodukcję i naturalną utratę ciepła. Innymi słowy, organizm, który konsumuje 100 jednostek z poziomu bezpośrednio poniżej, zużywa 90 jednostek na swój własny metabolizm i przekazuje jedynie 10 jednostek dla tkanek drapieżnika z wyższej warstwy piramidy troficznej.

### **XVI.3. Drobiny**

Oceany są najbardziej czystym „ciałem” w całej przyrodzie. Jeden litr wody z otwartego oceanu zawiera przeciętnie mniej niż 1/10 000 grama elementów obcych, które będziemy nazywali w tym rozdziale drobinami. Drobiny to cząstki od molekuł do ziarn organicznych i mineralnych, zawieszone w wodzie. Na pozór może się wydawać, że nie mają one znaczenia w chemizmie wody morskiej. Drobiny wpływają jednak na skład chemiczny oceanów, a szczególne znaczenie ma ich przemieszczanie się w oceanach. Ze względu na genezę, drobiny odzwierciedlają zarówno procesy biologiczne, jak również geologiczne w oceanie.

Znaczenie drobin związane jest z ciągłym ich przemieszczaniem się w systemie oceanicznym. Ocean jest głównym zbiornikiem produktów kontynentalnej erozji i wietrzeń. Drobiny dostają się do oceanów z rzek, z atmosfery, jak również są wynikiem erozji przybrzeżnej.

Drobiny biologiczne w oceanach mogą być stosunkowo dużych rozmiarów, tzn. w zakresie od 1  $\mu\text{m}$  do 1 mm (dla porównania: włos ludzki ma ok. 100  $\mu\text{m}$  = 0,1 mm średnicy). Fragmenty szkieletowe organizmów, fekalne pelety (sfosylizowane odchody), fragmenty tkanek pochodzące z martwego zooplanktonu itp. są najliczniejsze w rejonach działania prądów wynoszących. Cząstki o takim pochodzeniu stanowią ok. 70% składu wszystkich drobin w oceanie. Dla środowiska morskiego ważne jest to, że ok. 25% masy drobin stanowi węgiel organiczny. Koncentracja drobin jest najniższa w rejonach o wysokiej produktywności organicznej, gdyż są one tam pochłaniane przez organizmy filtrujące.

Duże pelety fekalne (grudki kałowe, odchody) wydalone przez organizmy opadają szybko na dno zbiornika (z szybkością do kilkuset m/dzień), przez co są stosunkowo mało narażone na rozkład biologiczny i chemiczny. Cząsteczki o mniejszych rozmiarach opadają znacznie wolniej, dlatego najczęściej ulegają rozkładowi jeszcze przed ich dotarciem na dno. Tego typu cząsteczki są zwykle niszczone w dwóch stadiach. W pierwszym stadium zostają one rozrywane mechanicznie lub rozpuszczane chemicznie. Drobiny o średnicy mniejszej niż 10  $\mu\text{m}$ , zwłaszcza fragmenty wapiennych lub krzemionkowych szkielecików organizmów, są szczególnie podatne na procesy rozpuszczania chemicznego. W drugim etapie, rozpuszczające się drobiny uwalniają biogeny, krzem i metale, a tym

samym zmieniają skład chemiczny głębokich wód oceanicznych, co w rezultacie zmienia też skład osadów morskich.

Całkowita masa drobin w oceanie wynosi ok. 10.000 milionów ton. Są one najbardziej liczne przy powierzchni i w wodach wybrzeży. Drobiny stanowią źródło pożywienia dla zwierząt żyjących na dnie (organizmy powierzchniowe, w większości korzystają z innego łańcucha pokarmowego, zaczynającego się od fotosyntetyzujących producentów) i zarazem są one głównym składnikiem tworzących się osadów (patrz wyżej). Są one również bezpośrednim pożywieniem dla filtratorów, organizmów odżywiających się detrytusem, czyli mechanicznie rozdrobnionymi szczątkami organicznymi. Bakterie żerujące na drobinach dostarczają potrzebnych elementów śladowych.

#### *XVI.3.1. Rozpuszczona materia organiczna*

Większość materii organicznej w oceanach występuje w formie rozpuszczonej bądź też jako małe drobiny. Tego typu materia jest najbardziej obfita w wodach zlokalizowanych blisko powierzchni. Rozpuszczona materia organiczna pozostaje w oceanie bardzo długo, nawet do kilku tysięcy lat. Jej ilość jest w przybliżeniu równa ilości materii organicznej (biomasy) wszystkich żyjących na Ziemi organizmów.

Znanych jest wiele źródeł powstawania rozpuszczonej materii organicznej. Jednym z nich jest chemiczny rozkład obumarłych roślin i zwierząt. Procesy rozkładu bakteryjnego mogą doprowadzić do rozpuszczenia w wodzie morskiej ok. 50% wagi obumarłych organizmów.

Zazwyczaj węgiel, asymilowany przez fotosyntezę, jest uwalniany do wody jako rozpuszczony składnik organiczny, w ilości mniejszej niż 10%. Natomiast w warunkach stresu (może nim być np. bardzo intensywne nasłonecznienie) ok. 50% lub nawet więcej węgla, pochodzącego z fotosyntezy, może być rozpuszczone w wodzie morskiej. Węgiel organiczny może też pochodzić z procesów związanych z wydalaniem produktów przemiany materii przez zwierzęta.

Rozpuszczona materia organiczna dostaje się do sieci pokarmowej poprzez metabolizm drobnych bakterii, których rozmiary nie przekraczają 0,6 mikrometra. Bakterie te żyją na powierzchni drobin biologicznych i bezpośrednio wykorzystują rozpuszczoną materię organiczną. Są one konsumowane przez wiciowce i orzęski, a te, z kolei, pożerane przez większy zooplankton. Jest to schemat nieco wyidealizowany, natomiast w przyrodzie nie każdy łańcuch troficzny jest realizowany według takiego schematu. W przypadku, gdy bakterie nie zostaną zjedzone przez zooplankton, to ten dodatkowy rezerwuuar rozpuszczonej materii organicznej nie bierze udziału w cyklu pokarmowym zooplanktonu.

Materia organiczna jest również wprost konsumowana przez ryby, a tymi z kolei może bezpośrednio żywić się człowiek. Mamy więc tutaj wyraźne skrócenie schematycznej piramidy troficznej.

#### *XVI.3.2. Procesy osadzania drobin*

Większość drobin w oceanie jest tak mała, iż możemy się spodziewać, że upłyną setki lat, nim one osiadną na dnie, zwłaszcza w oceanach o dużych głębokościach. Ponieważ wolno opadają, są poddane działaniu, funkcjonujących na różnych głębokościach, prądów oce-

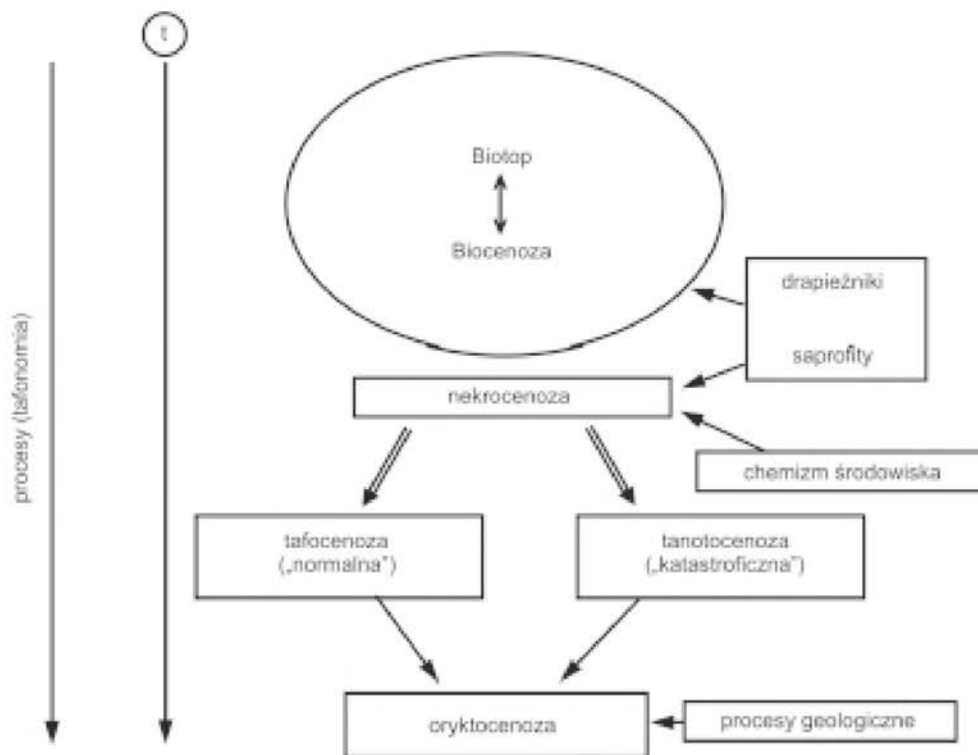
anicznych (patrz wyżej). Prądy te często transportują drobiny z dala od ich biologicznego źródła powstania. Te, które dostaną się do oceanu, mogą przemieszczać się tysiące kilometrów, zanim opadną na dno zbiornika morskiego. Bardzo dobrym tego przykładem są okrzemki. Pewne z nich żyją w strefie równikowej, natomiast ich krzemionkowe pancerzyki mogą się osadzać na dnie dopiero w pobliżu Grenlandii. Tak spowolniona sedimentacja drobin przysparza sporo trudności przy interpretacji paleośrodowisk morskich. Często traktuje się skamieniałości organizmów w osadzie morskiej jako szczątki organizmów, które żyły w wodach ponad danym dnem lub wręcz bytowały na tym dnie, w miejscu ich pogrzebienia (*in situ*). Losami szczątków organicznych od śmierci danego organizmu, poprzez ich depozycję, aż do ich odnajdowania jako skamieniałości w skałach zajmuje się **analiza tafonomiczna** (gr. *taphos* – mogiła, *nomos* – prawo). Transport na duże odległości niektórych **nekrocenoz** (martwych szczątków organizmów (gr. *necrós* – zmarły, *koinós* – wspólny)), powoduje, że rekonstrukcje paleośrodowiska na podstawie skamieniałości są często nietrafną spekulacją, odległą od rzeczywistości. Nekrocenozy mogą zapisywać zespoły wymarłe z przyczyn naturalnych (śmierć ze starości; tafocenoza) lub mieć charakter katastroficzny (tanatocenoza). W przypadku tafocenozy w zespole dominować będą formy starsze, natomiast zespoły tanatocenozy będą zawierać sporo form młodocianych. Wiarygodność interpretacji procesów paleobiologicznych w osadach morskich lub też ocena **biocenoz** (gr. *bíosis* – życie) lądowych na podstawie informacji o nich w osadzie (znajdowane w osadzie skamieniałości; **oryctocenoza**) niejednokrotnie budzi poważne zastrzeżenia. Należy pamiętać, że mamy tu do czynienia z szeregiem czynników środowiskowych a procesy odbywają się w czasie geologicznym, mierzonym w tysiącach/milionach lat (patrz tab. IV na końcu tekstu). Musimy tutaj pamiętać, że praktycznie tylko organizmy mające szkielety (skorupki) nieorganiczne, stosunkowo odporne na biodegradację i rozpuszczanie, zachowują się w osadach kopalnych. O takich organizmach mówimy, że mają duży potencjał fosylizacyjny.

Do innej grupy zagadnień interpretacyjnych można zaliczyć **analizy tafonomiczne** biocenoz lądowych, redeponowanych, do osadów przebrzeżnych, mających większy potencjał fosylizacyjny, czyli warunki sprzyjające lepszej konserwacji obumarłych szczątków organicznych.

Zdarza się, że i małe drobiny mogą czasami opadać stosunkowo szybko. Okazuje się, że zarówno żywe, jak i martwe organizmy mają tendencję do tworzenia agregatów, które będąc cięższe, opadają znacznie szybciej. Wiele morskich zwierząt żywi się fitoplanktonem i drobniejszymi od siebie zwierzętami. Zooplankton wydala produkty przemiany materii jako grudki kałowe, które będąc stosunkowo cięższe i zabezpieczone dodatkowo osłonkami śluzowymi, zmniejszającymi tarcie i osłaniającymi przed rozpuszczeniem, dosyć szybko opadają na dno. Znana jest interpretacja relatywnie szybkiej depozycji kalcytowych szkielecików zwanych kokolitami (patrz wyżej). Okazuje się, że wiciowce te zostają pożerane przez widłonogi (*Copepoda*), a ich niestrawione szkieleciki opadają stosunkowo szybko w fekalnych peletach drapieżcy.

Duże agregaty drobin, wyraźnie postrzegane gołym okiem, znane są jako tzw. „morski śnieg”. Wykorzystują one nieco inny mechanizm transportu na dno. Zachowują się one podobnie jak śnieg atmosferyczny. Tworzą nieregularne w kształcie cząsteczki, jako luźne agregaty glonów, elementów ciał małych zwierząt, bakterie i grudki kałowe. Opadając w kolumnie wody, mogą porywać po drodze drobne, ale cięższe ziarna mineralne





Ryc. 121. Podział tafonomiczny głębin oceanicznych

i w ten sposób tworzyć szybciej opadający „śnieg”. W ten sposób ocean może być na przykład oczyszczany z drobin opadających z atmosfery na Ziemię (częste są w takim materiale osadowym „pyłki kosmiczne”, patrz str. ...). Uważa się, że tego typu mechanizm mógł być pierwotnym sposobem przemieszczania się materii w oceanie. Badania wykazały, że duże agregaty cząsteczek opadają w tempie ok. 100 m dziennie, co oznacza, że mogą one nawet w ciągu jednego miesiąca opaść na dno przeciętnego oceanu. Tłumaczy to, dlaczego skażenie radioaktywne, wywołane awarią reaktora w Czarnobylu, zostało wykryte w Morzu Czarnym, na głębokości większej niż 1000 m, już miesiąc po jej wystąpieniu.

Ponieważ procesy biologiczne są odpowiedzialne za tworzenie się drobin i częściowo za ich przemieszczanie do oceanów, analiza zależności pomiędzy produktywnością a ilością osadzających się cząsteczek pochodzenia biologicznego wydaje się tutaj nader ważna.

### XVI.3.3. Zmienna dostawa drobin

Poszczególne obszary oceanów mają różną aktywność biologiczną, dlatego też dostawa drobin organicznych do oceanów jest różna. Różnice w biologicznej produktywności nadścielających wód oraz odległość od źródeł cząsteczek pochodzenia terygenicznego są wyraźnie zapisane w osadzie morskim (skład, typ sedymentacji). Największa dostawa



drobin odbywa się w pobliżu kontynentów, gdzie często działają przybrzeżne prądy wynoszące, a rzeki dostarczają biogenów i drobin do oceanu. Mimo że brzegi oceaniczne obejmują stosunkowo małe obszary w porównaniu z otwartym oceanem, obfitość drobin w pobliżu kontynentów sprawia, że obszary te są niezwykle istotne dla biologii oceanu. Następuje tam bowiem zatapianie węgla, biogenów i wielu innych rozpuszczonych elementów, występujących w wodzie morskiej, poprzez opisany powyżej mechanizm „pompy biologicznej”.

Wykazano, że ilości drobin, opadających w kolumnie wody zmieniają się sezonowo, a nawet w ciągu lat. Na przykład, ilość cząsteczek węgla organicznego, opadającego w wodach północnego Pacyfiku, zmienia się corocznie. Zmiany te wydają się powiązane z dynamiką: ocean – atmosfera. Występują również dostawy krótsze lub dłuższe, spowodowane zmianami rocznymi, a nawet sezonowymi. Krótkotrwałe zmiany w dostawie mogą być wywoływane przez sztormy, jak też przez procesy, które wydostają biogeny z głębin oceanu (np. prądy wynoszące – patrz wyżej). Z kolei, zmienność na skalę większą niż rok, mogą wywoływać zjawiska, takie jak el Nino, który modyfikuje główne systemy wiatrów i wpływa na wymieszanie wód głębinowych.

#### *XV.3.4. Elementy (Pierwiastki) śladowe*

Związki chemiczne, występujące w niskiej koncentracji w wodzie morskiej, zazwyczaj pełnią istotną rolę w reakcjach chemicznych i są zaangażowane w procesy biologiczne. Ich ilość nie jest wyraźnie skorelowana z zasoleniem wody. Nazywa się je tzw. komponentami (składnikami) konserwatywnymi.

Wiele tego typu związków chemicznych, zaangażowanych w procesy biologiczne, zachowuje się podobnie jak biogeny. Zatem podobnie jak biogeny, są one mniej obfite przy powierzchni wód niż w głębi. Wyjaśnienie tego faktu jest proste: wzrastające organizmy planktoniczne pobierają je z wód powierzchniowych. Organizmy te, ginąc, ulegają rozkładowi, a ich elementy, poprzez procesy dekompozycji, zostają uwalniane do wód podpowierzchniowych i ulegają rozkładowi poprzez procesy dekompozycji. Niektóre z nich, takie jak arsen i selen pełnią rolę biogenów, głównie jako nośniki fosforu. German, z kolei, zastępuje w biogenach krzemionkę. Istotną rolę wśród pierwiastków śladowych pełni żelazo (patrz ramka).

Rozmieszczenie niektórych elementów (pierwiastków) śladowych jest zależne od dróg ich dostawiania się do oceanu. Na przykład, mangan i kobalt są obfite na powierzchni, w strefie przy lądach. Pierwiastki te dostają się głównie z mało natlenionych (redukcyjnych) środowisk mokradeł (**wetlands**) i tworzą na dnach oceanów naskorupienia lub konkretje.

### *Żelazo i Południowy Ocean*

Ocean Południowy, który otacza Antarktykę, stanowi 10% światowej powierzchni oceanów i zawiera w wodach powierzchniowych największy rezerwuár biogenów. Mimo iż dostępność światła jest tutaj tylko sezonowa, to w lecie dzienna dostawa światła słonecznego jest równa nasłonecznieniu w tropikach. Pomimo że temperatury są niskie, gatunki wzrastają tak szybko, jak te w wodach tropikalnych. Oceanolog John Martin przez lata badał rozmieszczenie żelaza w morzach. Stwierdził, że koncentracja tego pierwiastka jest niezwykle niska w tych obszarach morskich, które powstały stosunkowo niedawno. Wynioskował z tego, że większość żelaza, potrzebnego dla rozwoju fitoplanktonu w otwartym oceanie, jest dostarczana z lądu. Zaobserwował również, że dostawa ta była minimalna w obszarze wokół Antarktyki. Uznał zatem, że wzrost fitoplanktonu w Oceanie Południowym oraz w innych, bogatych w biogeny obszarach otwartego oceanu, takich jak równik, czy też subarktyczny Pacyfik, jest limitowany przez dostępność żelaza.

Aby przetestować tę hipotezę, Martin i jego współpracownicy zorganizowali wyprawę na Antarktykę w celu wykonania serii doświadczeń i obserwacji. W jednym z doświadczeń dodali niewielką ilość żelaza do butelek zawierających wodę morską, a następnie inkubowali je w środowisku słonecznym, aby zaobserwować, jaki wpływ ma żelazo na wzrost ilości planktonu. Pomimo iż eksperyment wydawał się stosunkowo prosty, to doświadczenie nie było łatwe do przeprowadzenia, gdyż niezwykle trudne okazało się pobieranie próbek niezanieczyszczonych żelazem. Mimo że wyniki doświadczenia potwierdziły postawioną hipotezę, to jednak były one obciążone stosunkowo dużymi błędami. Zespół badawczy Martina, jak również inni badacze, stosując bardziej sterylne metody badawcze, zademonstrowali, że dodanie żelaza do butelek z wodą wywołuje zakwit fitoplanktonu.

W eksperymencie przeprowadzonym ponownie zredukowano do zera ilości głównych biogenów, takich jak azot i fosfor. W myśl zależności Redfielda (patrz powyżej) na każde dostarczone 0,005 atomów żelaza, jeden atom fosforu, 16 atomów azotu i 106 atomów węgla jest wbudowywanych w materię organiczną. Zatem „poprawiona” zależność Redfielda wyglądałaby następująco:  $106\text{C}:16\text{N}:1\text{P}:0.005\text{Fe}$  minus 276 atomów  $\text{O}_2$ .

Martin w swoich eksperymentach wykazał również, że żelazo wywołuje wzrost produktywności fitoplanktonu w obszarze równikowym i subarktycznym Pacyfiku. Sformułował on hipotezę, że jeżeli powyższa zależność jest poprawna, to potrzeba stosunkowo niedużej ilości żelaza, w granicach ok. 300 000 ton, aby wypełnić niezbędny limit żelaza w wodach powierzchniowych Oceanu Południowego. „Dajcie mi pół tankowca żelaza” – żartował, „a dam wam okres lodowcowy”, nawiązując do relacji pomiędzy koncentracją atmosferycznego  $\text{CO}_2$  (pochodzącą ze zwiększonej respiracji fitoplanktonu) a globalnym klimatem.

Większość badaczy zgadza się, że żelazo odgrywa podstawową rolę w regulacji produktywności w zbiornikach morskich. Oceanografowie są podzieleni, zwłaszcza w kwestii: co może się wydarzyć, gdy stosunkowo duże ilości żelaza staną się dostępne dla fitoplanktonu Oceanu Południowego, w wyniku globalnego użyzniania (fertylizacji) zbiorników morskich. Jest całkiem możliwe, że mała ilość światła, które jest zatrzymywane przez wymieszaną głębokowodną warstwę w tym rejonie, może spowo-

dować podniesienie się ilości azotu i fosforu, poprzez ograniczenie procesu fotosyntezy. Azot i fosfor są pożytkowane przez fitoplankton, co może drastycznie wpłynąć na zwiększenie produktywności. Również organizmy żywiące się fitoplanktonem powodują wtórny obieg  $\text{CO}_2$  w wodach powierzchniowych i znacząco zablokowują dostawę węgla do wód głębszych. Skutki mogą być trudne do przewidzenia.

Jeżeli nawet żelazo jest jednym z czynników limitującym wzrost ilościowy fitoplanktonu, to i tak masowe użyczenie Oceanu Południowego może ewentualnie w sposób niezbyt znaczący wpłynąć na redukcję  $\text{CO}_2$  w atmosferze, w wyniku zwiększonej fotosyntezy przez silne zakwity fitoplanktonu. W modelach bardziej realistycznych, przeprowadzone obliczenia wskazują, że nawet w przypadku wielkich zakwitów, zmiany ilościowe  $\text{CO}_2$  w atmosferze będą bardzo niewielkie. Ciekawy wydaje się przewidywany efekt spadku ilości tlenu w obszarach nad wodami głębinowymi, w wyniku podwyższonej ilości pogrzebanego węgla. Niestety, obecny stan naszej wiedzy na temat „globalnego metabolizmu” oceanicznego nie jest na tyle wystarczający, aby dokładnie ocenić konsekwencje takich zmian.

Jedyną rzeczą, jaką możemy przewidzieć stosunkowo pewnie, jest to, że prowadzone na dużą skalę użyczenie oceanów może drastycznie zmienić strukturę łańcucha troficznego. Dodatek biogenów do każdego zespołu fitoplanktonu zapewne zakłóci równowagę pomiędzy istniejącymi gatunkami i spowoduje przesunięcie pewnych gatunków na krawędź niszy ekologicznej, dając im szansę szybszego wzrostu i dominacji ekologicznej nad innymi taksonami.

Tego typu zmiany u podstawy piramidy troficznej rozprzestrzeniają się gwałtownie poprzez wszystkie poziomy troficzne. Pomimo tego, iż wiemy, jakie zmiany są niepożądane, to jednak nie możemy przewidzieć, jak dokładnie zareaguje i jak będzie ewoluował łańcuch troficzny. Jest to dosyć niezależny system, mający wiele powiązań i zależności; często zintegrowany z wejściem do populacji gatunków, których rola ujawnia się tylko w momencie wyraźnych zmian w biotopie.

## Rozdział XVII

# Organizmy morskie a środowisko

Jak wiemy, wszystkie typy świata organicznego powstały w oceanie, a pięć typów świata organicznego występuje wyłącznie w morzach. Proste, jednokomórkowe rośliny zamieszkują otwarty ocean, podczas gdy bardziej złożone i wyżej zorganizowane rośliny są ograniczone do jego brzegów. Życie na lądzie wywodzi się z oceanów, jako „domu biologicznego” jego powstania.

Woda stanowi więcej niż 80% masy protoplazmy żywej materii. Człowiek składa się z 65% wody, a meduza z 95%. Woda przenosi rozpuszczone w niej gazy i minerały konieczne dla organizmu i jest podstawowym związkiem chemicznym u roślin w procesie fotosyntezy. Rośliny i zwierzęta lądowe wykształciły specjalny, bardzo złożony system, służący do dystrybucji wody i do zapobiegania jej utracie. W przeciwieństwie do nich, mieszkańcy mórz nie muszą się obawiać, że ulegną wysuszeniu, w warunkach naturalnych.

### XVII.1. Klasyfikacja organizmów

Różnorodność organizmów zamieszkujących środowiska w oceanach jest niezwykle wielka. Najprostszy i praktyczny jest podział wszystkich morskich organizmów na trzy grupy ekologiczne, bazujący na tym, gdzie i jak żyją. Rośliny i zwierzęta, które unoszone są biernie, i/lub dryfują z ruchem wody, to plankton. Roślinny plankton określamy jako fitoplankton, a zwierzęcy jako zooplankton. Organizmy bytujące na dnie to bentos (gr. *benthos* – głębina), może on być ruchomy – mobilny bądź nieruchomy – sesylny (gr. *sessio* – siedzenie), natomiast organizmy swobodnie pływające to nekton (gr. *nektón* – pływające). Organizmy bytujące na powierzchni osadu lub przytwierdzone do innych organizmów dennych, żyjących na powierzchni dna, to epibentos (gr. *epi* – na), a zagrzebujące się w osadzie to endobentos (gr. *endo* – wewnątrz). Organizmy zwierzęce zagrzebujące się w osadzie określane są często jako infauna (gr. *in* – w), w przeciwieństwie do żyjących na powierzchni osadu zwane są epifauną (gr. *epi* – na).

#### XVII.1.1. Plankton

Duża część planktonu ma ograniczoną możliwość do przemieszczania się w głąb z powierzchni morza. Plankton przemieszcza się z miejsca na miejsce, biernie przenoszony

przez wodę. Niektóre organizmy planktoniczne bywają całkiem sporych rozmiarów: np. meduzy mogą mieć średnicę dużych kalmarów, mających ramiona długości do 15 m. Najczęściej jednak fito- i zooplankton mają wymiary mikroskopijne; są odławiane drobną siatką, o oczkach rzędu 0,07–1 mm. Bakterie i najmniejsze organizmy roślinne określane są jako nanoplankton (gr. *nanno* – karzeł). Do nanoplanktonu zaliczamy organizmy, których średnica jest mniejsza niż 0,005 mm.

### XVII.1.2. Fitoplankton

Fitoplanktonem są głównie jednokomórkowe glony. Każda komórka fitoplanktonu jest samodzielna, indywidualnie fotosyntetyzuje i nawet kiedy te komórki łączą się w agregaty (np. w długie łańcuchy), nie ma pomiędzy nimi współdziałania typu funkcjonującej tkanki. Okrzemki i bruzdnice to dwie główne grupy organizmów, należących do fitoplanktonu.

**Okrzemki** (*Bacillariophyta*, *Diatomeae*) czasami nazywane są złotymi glonami, ze względu na ich charakterystyczny żółto-brązowy barwnik, maskujący ich zielony chlorofil. Niektóre okrzemki mają symetrię promienistą, u innych symetria jest dwuboczna, znamy też formy wydłużone. Owalne okrzemki lepiej się unoszą w wodzie niż wydłużone, dlatego te wydłużone są częściej spotykane na dnach płytkich mórz lub przyczepione do pływających obiektów, podczas gdy owalne okrzemki to prawdziwy plankton. Wszystkie one liczniej znajdowane są w obszarach zimnych, bogatych w biogeny wód (patrz też str. ....).

Komórkę okrzemki otacza twarda, przeświecająca skorupka, impregnowana krzemionką. Występujące w niej pory łączą żywe ciało ze środowiskiem. Pławność okrzemek zwiększa się wraz z obniżeniem gęstości wnętrza komórek i wytwarzaniem kropelek oleju, który jest w nich magazynowany. Ich mała objętość i towarzysząca jej stosunkowo duża powierzchnia umożliwiają tym komórkom zawieszenie w wodzie oraz dużą ekspozycję na promienie słoneczne oraz znaczną powierzchnię kontaktu z wodą, zawierającą gazy i biogeny konieczne do fotosyntezy i wzrostu. Dodatkowo, niektóre okrzemki posiadają kolce i różne wyrostki, aby zwiększyć swoją powierzchnię, a tym samym pławność.

Okrzemki rozmnażają się bardzo szybko przez podział komórki. Pojawiająca się niekiedy ich olbrzymia ilość zabarwia wodę, zjawisko to nosi nazwę zakwitu. Okrzemki są najważniejszymi producentami pierwotnymi. Te, które nie zostaną zjedzone przez roślinożerców giną i opadają na dno oceanu. W obszarach płytkowodnych ich skorupki opadają wraz z materią organiczną na dno i mogą tworzyć złoża ropy. Oczywiście, potrzeba na to czasu geologicznego. Skorupki okrzemek budują krzemionkowe osady mułów krzemionkowych (diatomity).

**Bruzdnice** (*Dinoflagellata*) mają barwę brunatną, czerwoną lub zieloną i żyją przy mniejszym poziomie nasłonecznienia niż okrzemki, ponieważ mogą zarówno fotosyntetyzować, jak również odżywiać się w sposób zwierzęcy. Błony komórkowe są gładkie i elastyczne, lecz u niektórych bywają uzbrojone w płytki z celulozy. Bruzdnice mają dwie wici (*flagella*), które wirując, poruszają bruzdnice. W korzystnych warunkach bruzdnice rozmnażają się gwałtowniej niż okrzemki, tworząc zakwity, lecz nie pełnią one tak ważnej, jak okrzemki, roli w pierwotnej produktywności. Niektóre z nich nazywane są „płonącymi” glonami, ponieważ w nocy powodują świecenie (bioluminescencję) morza.



Otoczone grubą błoną komórkową (encystowane) stadia przetrwalnikowe bruzdnic, silnie impregnowane np. węglanem wapnia czy też krzemionką, znane są od wczesnego paleozoiku jako tzw. dinocysty.

### *XVII.1.3. Zooplankton*

W skład zooplanktonu wchodzi zarówno roślinożercy, żerujący na fitoplanktonie, jak i mięsożercy zjadający inny zooplankton. Zooplankton może się przemieszczać pionowo w kolumnie wody, lecz podobnie jak fitoplankton jest biernie transportowany przez prądy morskie.

Historia życia jest bardzo złożona i ukazuje swoiste strategie życiowe stosowane dla przetrwania w świecie, gdzie występuje duża reprodukcja, a czasu pozostałego do życia jest mało.

W ciepłych wodach, gdzie jest duża dostępność pożywienia, a wysokie temperatury przyspieszają procesy życiowe, zwierzęta mogą produkować trzy do pięciu generacji pokoleń, w stosunkowo krótkim czasie. W wysokich szerokościach geograficznych, gdzie okres umożliwiający wzrost fitoplanktonu jest krótki, zooplankton wytwarza tylko jedno pokolenie w roku.

Strefy konwergencji i granice pomiędzy poszczególnymi strefami wody koncentrują zooplankton i przywabiają drapieżców. Niektóre gatunki zooplanktonu są przemieszczane do powierzchni zbiornika każdej nocy, a w ciągu dnia bytują w głębinach. Wędrowka ta odbywa się w ślad za migracją ich pożywienia. Przemieszczanie to odbywa się nawet w zakresie głębokości od 10–500 m. Duże nagromadzenie organizmów może odbijać fale dźwiękowe wysyłane przez echosondy i bywa to czasami interpretowane jako odbicie tzw. fałszywego dna.

### *XVII.2. Strefy środowiskowe*

Środowisko morskie jest tak duże, że biorąc jako kryterium występujące w nim organizmy żywe, wydzielono w nim podjednostki zwane strefami. Różnią się one nieco od stref sedimentacyjnych przedstawionych na ryc. ????. Użyte tutaj strefy są oparte na klasyfikacji, którą opracował Joel Hedgpeth (1957). W podziale tym wyróżnia się dwa zasadnicze środowiska. Środowisko pelagiczne obejmuje całą kolumnę wody od poziomu morza po największe głębokości, środowiskiem batialnym jest dno morza.

Środowisko pelagiczne dzieli się z kolei na dwie prowincje: prowincję nerytyczną, zalegającą dno o głębokości mniejszej niż 200 m, i prowincję oceaniczną pokrywającą dno od 200 m po największe głębokości. Wody prowincji oceanicznej podzielone zostały na strefy głębokościowe: epipelagiczną – od powierzchni po 200 m, mezopelagiczną (od 200 do 1000 m), batypelagiczną (1000–4000 m), abisopelagiczną (od 4000 m po największe głębokości).

Warstwa wody, w której natężenie światła jest wystarczające dla wzrostu i życia roślin, stanowi **strefę fotyczną**. Rozciąga się ona zarówno nad prowincją nerytyczną, jak i oceaniczną. Jej grubość dochodzi do 50–100 m. Głębsze wody pozbawione dostępu światła określane są jako **strefa afotyczna**. Pomiędzy tymi dwiema strefami znajduje się



strefa przejściowa, do której dociera minimalna, ale mierzalna, ilość światła, jest ona określana jako **strefa dysfotyczna**.

Dno oceanu lub **środowisko bentoniczne** (bental) jest również zróżnicowane głębokościowo ryc. ....). Te strefy znajdują się pod wpływem temperatury, rozpuszczonych gazów, podłoża, biogenów i wszystkich innych czynników omawianych poprzednio. Płytke obszary tego środowiska podlegają zmianom zarówno z szerokością geograficzną, jak i zmianom sezonalnym, w przeciwieństwie do obszarów o większej głębokości, które są bardziej stabilne.

W strefie bentonicznej podłoże ma duże znaczenie dla rozmieszczenia żyjących na dnie organizmów. W płytkich wodach dno może być skaliste, piaszczyste, muliste, podczas gdy na większych głębokościach jest ono bardziej jednolite. Znaczenie podłoża dla rozmieszczenia fauny będzie dyskutowane w następnych rozdziałach.

#### *XVII.2.1. Unoszenie i flotacja*

W przeciwieństwie do organizmów lądowych, które aby pokonać grawitację, wymagają silnych struktur do podtrzymywania ich ciała, organizmy morskie są zazwyczaj delikatne i kruche. Woda morska, otaczająca organizmy w morzu, ma podobną gęstość do gęstości ciała wielu organizmów morskich. Dlatego też, gdy organizmy poruszają się wraz z ruchem wody, nie potrzebują specjalnych struktur do ich podtrzymania. Największą wyporność mają obiekty zatopione w wodzie słonej. Jest to spowodowane jej podwyższoną gęstością, ułatwiającą unoszenie się organizmów na powierzchni (należy też tutaj pamiętać, że wody ciepłe mają mniejszą gęstość niż wody o niższej temperaturze). Pomaga to też organizmom żyjącym na dnie, które zużywają mniej energii niż organizmy pływające.

Wiele organizmów wytworzyło swoiste adaptacje do unoszenia się w wodzie. Niektóre meduzy wydzielają gazy umożliwiające im zawieszenie w wodzie. Znane są rośliny wydzielające pęcherzyki gazów i tworzące pławne banieczki gazowe, aby umożliwić utrzymanie się w zawieszeniu w strefie fotycznej lub w przypadku roślin zakotwiczonych na dnie utrzymać się w pozycji pionowej. Jeden z pływających węży produkuje specjalne gazy jelitowe, inny produkuje „gazową tratwę”, do której się przymocowuje. Łodzik (*Nautilus*), który jest stosunkowo ciężki, żyje w ostatniej komorze skorupy, a pozostałe komory wypełnia gazem (głównie azotem). Kalmar, który jest ciężki, posiada miękki, porowaty wewnętrzny element szkieletowy, czyniący go lżejszym. Inne zwierzęta regulują swoją wyporność poprzez regulację ilości gazów i płynów w ich skorupkach.

Większość ryb ma wypełnione gazem pęcherze pławne, które umożliwiają im skuteczne unoszenie się. Kiedy ryba zmienia głębokość, zmienia ciśnienie w pęcherzu, aby wyrównać ciśnienie wraz ze zmianą ciśnienia wody. Aktywnie pływające drapieżne gatunki, takie jak makrele, niektóre tuńczyki i rekiny, nie posiadają takich pęcherzy, podobnie jak nie mają ich ryby dna oceanicznego.

Organizmy planktoniczne często przechowują swoje rezerwy żywnościowe jako kropelki tłuszczu, które zarazem zmniejszają ich gęstość i utrudniają zatopienie. Wiele form wykształca kolce i skórne wyrostki, aby zwiększyć swoją powierzchnię ciała i zmniejszyć zatapialność, tj. ograniczyć wydatnie tempo opadania w toni wodnej. Szczegółne przystosowania, zwiększające powierzchnię wykazują tutaj skorupki form planktonicznych. Wiele form należących do nektonu, takich jak walenie i foki, zmniejsza swoją gę-

stość i zwiększa pławność przez magazynowanie dużych ilości tranu i innych tłuszczów. Rekiny magazynują tłuszcze w wątrobie i mięśniach.

#### XVII.2.2. Usztywnianie ciała

Inną życiową koniecznością dla roślin i zwierząt jest usztywnienie ich ciała. Rośliny lądowe zwykle są kompleksowymi, wielokomórkowymi organizmami z silnym systemem korzeniowym, który przytrzymuje je w ziemi. Zwierzęta lądowe mają wiele sposobów usztywnienia i podtrzymania ciała, lecz wszystkie te przystosowania zwiększają ich wagę.

W oceanie tak duże usztywnienie nie jest potrzebne. Woda unosi organizmy wraz z gazami i biogenami, które są im niezbędne, i stanowi ich podtrzymanie i usztywnienie. Organizmy żyjące w oceanie zależą, w pierwszym rzędzie, od zawieszenia, pławności i od stosowanej strategii życiowej, umożliwiającej im zatapianie się do żądanej głębokości.

#### XVII.2.3. Skutki zasolenia

Organizmy morskie ostro reagują nawet na stosunkowo niewielkie zmiany w ich warunkach środowiskowych. Jednym z bardziej istotnych czynników jest zmiana zasolenia. Organizmy, żyjące w środowiskach estuariowych, w ujściach rzek są przystosowane do tolerowania wahań zmian zasolenia. Podczas odpływów zasolenie tego środowiska jest bardzo niskie. Podczas przypływu zasolenie znacznie wzrasta. Ostrygi, jak również większość organizmów zamieszkujących rejony wybrzeża, posiadają zdolność szerokiej tolerancji zmian zasolenia. Nazywamy je euryhalinowymi (gr. *eury* – szeroki, *hals* – sól).

Natomiast inne morskie organizmy, szczególnie te, które zamieszkują otwarty ocean, mogą tolerować tylko bardzo niewielkie zmiany zawartości soli; organizmy takie nazywamy stenohalinowymi (gr. *stenos* – wąski).

Rośliny i zwierzęta budujące skorupki lub wewnętrzne elementy szkieletowe są uzależnione od materii rozpuszczonej w wodzie. Składnikami najczęściej używanymi do tworzenia szkieletów są: krzemionka ( $\text{SiO}_2$ ) i węglan wapnia ( $\text{CaCO}_3$ ). Krzemionka jest używana przez okrzemki i promienice. Węglan wapnia wykorzystują otwornice (*Foraminiferida*), większość organizmów należących do typu *Mollusca*, koralowce i niektóre glony, wydzielające  $\text{CaCO}_3$  jako struktury szkieletowe.

Jak wspominaliśmy, błony komórkowe są półprzepuszczalne, umożliwiając przejście cząsteczek niektórych substancji, natomiast są barierą dla innych. Poprzez proces dyfuzji, komórki pobierają niezbędne im składniki (biogeny) z otaczającego je środowiska, gdzie ich koncentracja jest większa. Produkty przemiany materii są wydalone z komórki tą samą drogą, w specjalnych płynach lub bezpośrednio do otaczającego środowiska.

#### XV.2.4. Wielkość organizmów morskich

Jak wiemy, rośliny morskie są stosunkowo małe w porównaniu z wyspecjalizowanymi formami, które napotykamy na lądach. Dlaczego rośliny morskie nie mogą osiągać tak dużych rozmiarów jak rośliny lądowe?

Biorąc pod uwagę dostępność biogenów, głównym uwarunkowaniem roślin morskich jest to, że aby fotosyntetyzować, muszą być one zawieszone w powierzchniowej (fotycz-

nej) warstwie wody, z której pobierają biogeny i wydają do niej zbędne produkty, tak skutecznie, jak to tylko jest możliwe. Te właśnie wymogi warunkują ich rozmiary i kształt. Najważniejszym czynnikiem, który decyduje o możliwości unoszenia się, jest stosunek powierzchni ciała do jej masy. Im stosunek ten jest większy, tym łatwiej jest organizmowi zająć wymaganą pozycję. Większa powierzchnia, przypadająca na daną masę, daje większą wyporność. Stosunek powierzchni do masy wzrasta wraz ze zmniejszaniem się rozmiarów organizmu. Wyraźnie widać, że lepsze preferencje mają tutaj organizmy jednokomórkowe.

Skuteczność, z jaką rośliny pobierają biogeny z otaczających wód i wydają produkty przemiany materii, jest również związana z wielkością powierzchni, przypadającej na jednostkę masy. Im większa jest powierzchnia na jednostkę masy, tym łatwiej jest organizmowi wykonywać te funkcje.

Oba te procesy są z kolei zależne od dyfuzji. Powiększenie rozmiaru redukuje stosunek powierzchni do masy ciała i wtedy komórka, nie będąc dostatecznie odżywiona, ginie. Bezpośrednim skutkiem takiej zależności jest to, że komórki wszystkich roślin i zwierząt są mikroskopijne. Komórka może pobrać biogeny i odprowadzić zbędne produkty przemiany materii jedynie poprzez dyfuzję.

Innym „pomysłem” realizowanym przez małe morskie rośliny i zwierzęta, w celu zwiększenia swojej pławności jest gromadzenie wewnątrz komórek kropelek oleju, który powoduje zmniejszenie ich gęstości.

W wodach powierzchniowych następuje mieszanie warstw wody poprzez działanie wiatru. Wytworzona turbulencja wody wydaje się dominującym czynnikiem ruchu tych organizmów i umożliwia im spędzenie stosownej ilości czasu w kąpielii słonecznej, które potrzebują do produkcji energii.

### **XVII.3. Środowiska chemosyntetyzujące**

W marcu 1977 r. oceanolodzy z Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) odkryli organizmy, żyjące wokół gorących wód wypływających ze stref hydrotermalnych („wentyle hydrotermalne” – ang. *hydrothermal vents*) na ryfcie Galapagos, na głębokości 2500–2600 m. Od tego czasu, odkryto takie środowiska również na grzbiecie Juan de Fuca na głębokości 1600 m, niedaleko zachodniego wybrzeża Florydy na głęb. 3300 m, w centralnej części Zatoki Meksykańskiej (głębokość 700–800 m) i wzdłuż grzbietu Gorda na zachód od Oregonu o głębokości 3000 m. Zwierzętami tych środowisk okazały się organizmy należące do filtratorów, z grup, takich jak: jednotarczowce (*Monoplacophora*), małże, wieloszczety, pąkle, kraby i ryby. Występujące w tym środowisku małże osiągają stosunkowo duże rozmiary i wykazują najszybszy wzrost, wśród znanych głębokowodnych zwierząt, wynoszący powyżej 4 cm/rok. Bytujące tam pogonofory (*Pogonophora*) osiągają imponującą długość ponad 3 m.

U podstawy tej piramidy troficznej występują gęste „chmury” bakterii. Bakterie te używają, jako źródła energii, rozpuszczonych w wodzie morskiej związków chemicznych, w procesie zwanym chemosyntezą. Nie mogąc być zależnymi od energii słonecznej, w produkcji materii organicznej populacje zamieszkujące dna oceanów bazują na rozpuszczonym siarkowodorze i cząsteczkach fosforu, obficie wydostających się z wód

termalnych. Bakterie tam bytujące stosują proces chemosyntezy do pobierania węgla z  $\text{CO}_2$  do budowy cząsteczek organicznych takich jak proste cukry. Inne organizmy tego środowiska żywią się z kolei bakteriami; nie jest im zatem konieczna energia słoneczna i nie jest potrzebna dostawa pokarmu z powierzchni. „Samowystarczalne” zespoły środowisk hydrotermalnych należą do jednych z większych producentów na świecie. W obszarach, gdzie szczeliny hydrotermalne ulegają zasklepianiu i stają się nieaktywne, zespoły zwierzęce tego środowiska giną, ponieważ wyczerpało się źródło ich energii.

Małe zwierzęta, prawdopodobnie krewetkopodobne organizmy, mogą żywić się bezpośrednio bakteriami. Uwolnione przez martwe bakterie rozpuszczone cząsteczki organiczne mogą być absorbowane z kolei przez organizmy bezszkieletowe. Omułki (małże), występujące w tym środowisku mają tylko szczątkowy układ pokarmowy i one oraz inne rodzaje małży tam występujące posiadają duże ilości bakterii na skrzelach. Zwierzęta związane z podmorskimi wypływami wód hydrotermalnych posiadają często zdolności bioluminescencyjne, świecą na czerwono i mają czerwoną krew, bazującą na hemoglobinie.

W pobliżu wybrzeży Florydy i Oregonu zespoły bazujące na chemosyntezie znajdowano w obszarach wycieków wód obfitujących w metan. Wzdłuż skłonu kontynentalnego Luizjany i Teksasu, zwierzęta takie były znajdowane w próbkach pobieranych na głębokościach pomiędzy 500–900 m. Skrzela występujących tam omułków zawierały bakterie, używające metanu jako źródła węgla. Pogonofory zdobywają swój węgiel z metanu, biologicznie zdegradowanej ropy i składników pochodzących z wydalin innych organizmów. Komponent węglowy, pochodzący z metanu został zidentyfikowany u zwierząt odżywiających się meduzami, które wykazują tendencje do wykorzystywania chemosyntetycznego węgla.

Tak ekstremalne środowisko, jak opisane powyżej, bywa przez niektórych badaczy postrzegane jako środowisko, gdzie u zarania początków Ziemi tworzyły się praorganizmy, będące prekursorami życia na Ziemi.



## Rozdział XVIII

# Ochrona i eksploatacja surowców morskich

### XVIII. 1. Prawo morza

Przewiduje się w niedalekiej perspektywie intensywną eksplorację dna oceanicznego, zwłaszcza w strefach poza jurysdykcją tych państw, które posiadają swoje granice morskie. Ostatnio też notuje się wyraźny wzrost ilości konfliktów dotyczących spraw rybołówstwa na morzach otwartych. Dochodzą do tego problemy zanieczyszczenia środowiska morskiego. Dlatego też konieczne stało się ustanowienie prawa międzynarodowego w zakresie ochrony środowiska morskiego.

Należy sięgnąć do historii stanowienia prawa morza. W 1609 r. prawnik holenderski i mąż stanu, Hugo Grotius, w swoim traktacie *Mare liberum* sformułował doktrynę, że ocean jest wolny i jest własnością wszystkich narodów. Cornelius van Bynkershonk rozważał w swoim traktacie *De Domino Maris* (1702), czy i jakie części morza mogą być pod kontrolą danego państwa. Proponował on aby do danego państwa nadmorskiego należała jedynie taka część morza, jaką może ono obronić z lądu tj. część będąca w zasięgu artylerii danego państwa. Pierwszy oficjalny pomiar takiej strefy został dokonany w 1772 r., kiedy Brytyjczycy oświadczyli, że chcą objąć swoją kontrolą pas morza o szerokości trzech mil, okalający Imperium Brytyjskie. Chcieli ten obszar uznać za swoje morze terytorialne.

Ponieważ nastąpił gwałtowny rozwój technologii związanych z wierceniami dna oceanicznego, pierwsza Konferencja Prawa Morza ONZ, która odbyła się w 1958 r., w Genewie, uchwaliła konwencję „o szelfie kontynentalnym”. Konwencja ta stanowiła, że poszukiwania geologiczne i eksploatacja złóż mineralnych na szelfie kontynentalnym są pod kontrolą państwa, do którego należy przyległy do szelfu ląd. Niestety, ponieważ zakres i rozciągłość szelfu nie zostały w tej konwencji dokładnie sprecyzowane, zapoczątkowało to wiele kontrowersji i sporów.

Druga konferencja ONZ, dotycząca praw morza, odbyła się w 1960 r., również w Genewie, a trzecia w 1973 w Nowym Jorku. Późniejsze konferencje w tej sprawie były zwoływane corocznie.

Konferencja, która odbyła się w roku 1982 poświęcona była głosowaniu nad nową konwencją Prawa Morza (LOS, Law of the Sea). Wynik głosowania wynosił: 130 (tak) : 4 (nie), przy 13 wstrzymujących się. Większość krajów rozwijających się, które czerpałyby korzyści z takiej konwencji głosowały za jej przyjęciem. Natomiast Stany Zjednoczone

wraz z Turcją, Izraelem i Wenezuelą głosowały przeciw tej konwencji. Te właśnie kraje popierały prywatne kompanie, które planowały eksplorację złóż morskich na szelfach i dla nich taka konwencja byłaby niekorzystna. Krajami, które wstrzymały się od głosu, były: podówczas Związek Radziecki, Anglia, Belgia, Holandia, Włochy i dawne NRD, gdyż każde z nich miało powiązania ekonomiczne, w związku z eksploatacją złóż morskich. 31 października 1989 r. 144 państwa podpisały akt końcowy. Niestety, akt ten ratyfikowały tylko 42 kraje. Ponieważ kraje głosujące przeciw oraz wstrzymujące się od głosu nie ratyfikowały tego traktatu, jego realizacja została wstrzymana.

Główne założenia konwencji Prawa Morza są następujące.

#### Prawo narodów do wybrzeży

Zostaje ustanowiony jednolity, mający szerokość 12 mil (ok. 22,2 km) pas morza terytorialnego oraz obszar 200 mil morskich (372,4 km) jako obszar wyłączności ekonomicznej (EEZ – *Exclusive Economic Zone*). Tym samym, objęto jurysdykcją danego kraju: surowce mineralne morza, rybołówstwo i zanieczyszczenia w tej strefie oraz 350 mil (ok. 648,2 km) od wybrzeża, jeżeli szelf kontynentalny (zdefiniowany geologicznie) rozciąga się w strefie EEZ.

#### Przejścia dla statków

Traktat dotyczy swobodnego przepływania statków przez morza, włączając w to również morza terytorialne oraz przez cieśniny, wykorzystywane w nawigacji międzynarodowej.

#### Głębokomorskie złoża mineralne

Prywatna eksploracja złóż morskich została uregulowana przez przepisy Międzynarodowej Komisji Złóż Morskich (ISA – *International Seabed Authority*). Wiercenia den oceanicznych mają być pod kontrolą dwóch kompanii: jednej wybranej przez koncerny prywatne oraz drugiej wytypowanej przez przedsiębiorstwa danego państwa. Obie te kompanie muszą być wcześniej zaaprobowane przez ISA.

Wszystkie, ewentualnie powstałe spory, będą rozstrzygane przez utworzony Trybunał Prawa Morza.

## XVIII.2. Rybołówstwo

Od najdawniejszych czasów ludzie wykorzystywali morza jako źródło pożywienia. Obecnie pożywienie pochodzące z morza dostarcza tylko ok. 5% białka, konsumowanego przez globalną populację ludzką. Należy jednak pamiętać, że ten mały procent jest uśrednieniem; zawiera zarówno zapotrzebowania wystarczające na minimalne przeżycie pewnych nacji, jak również normalną dietę niektórych narodów. Jeżeli nawet zakładamy, że w dalszym ciągu utrzyma się tylko taki procent udziału morza w produkcji żywności, to i tak powinniśmy poznać wszelkie aspekty problematyki rybołówstwa. Musimy zrozumieć nie tylko zależności biologiczno-ekologiczne w morzu, ale również poznać skutki naszej eksploatacji morza, jako źródła pożywienia dla ludzkości. Zdajemy sobie sprawę zarówno z tego, że coraz więcej pożywienia będziemy czerpać z morza, jak również z negatywnego wpływu działalności człowieka na ekosystem morski. Niepokojące jest to, że wzrost całkowitego rybołówstwa wzrósł od 59,7 MT (megaton) w 1970 r. do 85,8 MT w 1989. Równocześnie wzrósł też drastycznie koszt prowadzenia rybołówstwa. Najwięk-



szymi potęgami w zakresie rybołówstwa są Japonia i dawny Związek Radziecki. Na trzecim miejscu jest USA.

#### *VIII.2.1. Rybołówstwo a biologia morza*

W związku z rozwojem rybołówstwa i potrzebami jego kontrolowania, duże znaczenie ma zarówno ichtiologia (dział biologii zajmujący się rybami), jak też kompleksowe badania biologii oceanów. Badania te koncentrują się nad obserwacjami rozmnażania ryb, przeżywalności stadiów larwalnych oraz młodocianych, aby przewidywać, jaka populacja ryb będzie dostępna dla odłowu. Musi się szczególnie brać pod uwagę i analizować następujące zagadnienia:

- badanie populacji ryb w ich krytycznych stadiach rozwoju (procent śmiertelności ryb w stadiach jaj i larwalnych jest największy, a nieco zmniejsza się u narybku);
- musi być znana i monitorowana ilość pokarmu dla larw w stadium po ich wylęgnięciu się z jaj (np. larwa sardeli potrzebuje ok. 20 komórek fitoplanktonu/ml wody na okres 2,5 dnia, a minimum średnicy każdej takiej komórki to ok. 40  $\mu\text{m}$ );
- przeprowadzona analiza powinna dotyczyć szczególnie procesów przeżywalności form młodocianych, gdyż są one szczególnie narażone na wyginięcie, są pożerane, padają ofiarą chorób i pasożytów, giną na skutek defektów genetycznych, zabijają je zanieczyszczenie etc. Istotna jest tutaj dostępność wystarczającej ilości pożywienia. Jeżeli populacja narybku rośnie szybciej niż populacja ich drapieżców, to zaczyna brakować pożywienia. Często taki nadmierny wzrost populacji młodocianego narybku obserwujemy w wodach ciepłych. Proces dostępności pożywienia dla narybku jest złożony, niektóre odżywiają się w sposób wyspecjalizowany, inne zmieniają zakres swojego pożywienia. Natomiast spektrum wielkości organizmów planktonicznych, którymi mogą się odżywiać, jest jednak stosunkowo wąski.

#### *XVIII.2.2. Prądy wstępujące a rybołówstwo*

Duża produktywność w obszarach występowania prądów wstępujących jest głównie utrzymywana przez wzmożony dopływ biogenów. Nie jest zatem niespodzianką, że na tych obszarach, które co prawda zajmują jedynie ok. 0,1% powierzchni oceanu, odbywa się ok. 50% światowego rybołówstwa. Zidentyfikowano na nich dwa istotne efekty wpływające na procesy związane z rybołówstwem. Są to czas i częstotliwość występowania prądu wstępującego. Długotrwały prąd tego typu, trwający dłużej niż 250 dni, stwarza idealne warunki dla połowów. Nawet w obszarach o okresowym czasie trwania takiego prądu, utrzymuje się wysoki stopień produktywności, jeżeli jego częstotliwość mieści się w zakresie średniej. Kiedy prąd wstępujący jest zbyt mały lub nadmiernie duży, to wody są albo zbyt stratyfikowane, albo zbyt wymieszane. Wpływa to na zmniejszenie się ilości biogenów w obu tych sytuacjach. Ilość planktonu maleje i w konsekwencji zmniejsza się również populacja ryb. Przy niewielkim, wolnym prądzie wstępującym dostawa biogenów jest niewystarczająca, aby odżywić dużą ilość planktonu. Natomiast, gdy prąd ten jest zbyt duży, to powstająca turbulencja wody powoduje szybkie zabranie biogenów ze strefy fotycznej, a wtedy stają się one niedostępne dla planktonu. Kiedy prąd wstępujący ma średnie wartości, a kolumna wody jest mniej turbulentna, wyższa koncentracja

biogenów powoduje przyrost drobnego planktonu, który stanowi składnik pożywienia ryb. Wyeliminowanie w tym łańcuchu troficznym roślinożernego zooplanktonu w znacznym stopniu zwiększa ilość bezpośredniej energii, dostępnej dla ryb i powoduje wzrost efektu odłowu. Zatem, obszary o bardziej długotrwałych i średniej wielkości prądach wstępujących tworzą warunki optymalne dla efektywnego rybołówstwa.

W większości ekosystemów jednym z podstawowych elementów regulujących liczebność populacji jest azot. Są dwa źródła azotu obecnego w wodzie morskiej. Azot w postaci  $\text{NH}_3$  lub jako  $\text{NO}_3$  pochodzący z atmosfery. Pomiar jego ilości może służyć do ustalenia maksymalnej wielkości połowów, jaką można uzyskać bez szkody dla środowiska. Przekroczenie tej wielkości może doprowadzić do zniszczenia ekosystemu, na którym bazuje rybołówstwo.

### ***XVIII.3. Zanieczyszczenie morza***

Zwiększająca się nieustannie populacja ludzka wraz z rozwojem przemysłu i techniki sprawiły, że w oceanach wzrosła znacznie ilość obcych dla tego środowiska substancji. Niektóre z nich są nieszkodliwe dla organizmów morskich, większość jednak, bezpośrednio lub pośrednio, może powodować ogromne zniszczenia w biosferze morskiej.

Znaczna część populacji ludzkiej jest w mniejszym lub większym stopniu uzależniona od morza. Zanieczyszczenie wód morskich jest problemem, z którego wagi społeczeństwa dobrze zdają sobie sprawę. Wyrazem tego było „Ostrzeżenie dla ludzkości”, podpisane w 1992 r. przez 98 laureatów Nagrody Nobla. Zaistniała potrzeba zdefiniowania, co nazywamy „zanieczyszczeniem morza”. Światowa Organizacja Zdrowia (WHO) definiuje zanieczyszczenie środowiska morskiego następująco:

„Zanieczyszczenie to: bezpośredni lub pośredni wpływ człowieka, dostawa substancji lub energii do środowiska, włączając w to estuaria, których rezultatem jest zniszczenie lub zakłócenie źródeł życia w morzu. Zanieczyszczenie zagraża życiu i zdrowiu człowieka, zmienia stosunki biocenozy morskiej, włączając w to problemy rybołówstwa, zmienia właściwości wody”.

Pomimo to dalej nie jest łatwo precyzyjnie zdefiniować warunki, kiedy ma się już do czynienia ze środowiskiem zanieczyszczonym. W tym zakresie ocean jest jeszcze stosunkowo mało zbadanym środowiskiem.

#### ***XVIII.3.1. Tworzywa sztuczne***

Podczas ostatnich 30 lat zużycie tworzyw sztucznych niezwykle wzrosło. Miejsca, gdzie można by składować odpady tego typu, bardzo trudno się utylizujące, wydają się przerażać pojemność Ziemi. Natomiast tworzywa sztuczne to jeden ze zwiększających się szybko składników zanieczyszczeń morza.

Małe fragmenty (kuleczki, grudki plastikowe) lub całe produkty z tworzyw są transportowane przez specjalne statki – „pływające śmietniki”. Te pływające plastikowe śmieci zaczynają mieć w morzach swoje miejsca nagromadzania się. Ich koncentracja w rejonach wybrzeży jest spowodowana ożywionym rybołówstwem i żegluga. Przyczepione do statków, dostają się one często na głęboki ocean. Bardzo tragicznymi, widocznymi

skutkami zanieczyszczenia tworzywami sztucznymi są martwe zwierzęta (ptaki, foki itp.), zamotane w różnego rodzaju sieci rybackie torby plastikowe i inne wytwory z tworzyw. Morskie żółwie biorą nieraz omyłkowo torby plastikowe za meduzy lub inne organizmy planktoniczne i zżerając te tworzywa, giną lub ciężko chorują. Należy jedynie zakładać, że wszystkie wyrzucane tworzywa są z powrotem niesione do wybrzeży lądów i wysp. Tworzy to jakby system „samooczyszczania się”. Niebawem plaże na całym świecie staną się śmietnikiem wyrzucanych przez morze plastikowych śmieci. Np. Bermudy „otrzymują” ok. 10 000 fragmentów z tworzyw/m<sup>2</sup>. Cienkie, plastikowe błony z tworzyw mogą zatapiać się nieco głębiej, gdyż poprzez proces fotochemicznej degradacji stają się cięższe i bywają obrastane przez inkrustującą epifaunę. Od 1972 r. do 1987 r. podwoiła się ilość takich plastikowych śmieci, np. w północnej części Morza Sargassowego.

#### XVIII.3.1.1. „Pozytywna” rola zanieczyszczeń tworzywami sztucznymi

Czasem tworzywa sztuczne, które dostały się do morza, mogą pełnić pozytywną rolę. Są to organizmy epifauniczne, takie jak mszywiol *Membranipora*, kaczenica (*Lepas*), pąkle (*Balanus*), których populacje wykorzystują pływający plastik jako „substrat” do przytwierdzenia się i przemieszczania. Najczęściej napotyka się małe, bardzo dobrze obtozczone kulki (głównie z polietylenu), zwane często „plastikowymi peletami”. Najwięcej takich peletów i innych śmieci, pochodzących z zanieczyszczeń, spotyka się w północnej części Morza Sargassowego. Obliczono, że znajduje się tam średnio więcej niż 10 000 plastikowych fragmentów i 1500 peletów/km<sup>2</sup> wody. Dla porównania, w Prądzie Zatokowym (Golfstrom) jest ok. 700 fragmentów.

Trasy wędrówek, na powierzchni wód, zanieczyszczeń z tworzyw sztucznych są czasem przydatne do badania rozmieszczenia i szybkości prądów powierzchniowych. Wydaje się, że występuje pewna segregacja owych plastikowych śmieci. Tworzywa w postaci toreb, butelek itp. pozostają raczej w pobliżu wybrzeża, natomiast drobne pelety, spychane falami, są przemieszczane w kierunku otwartego oceanu. Sporo zanieczyszczeń tego typu jest związanych ze statkami, zwłaszcza pasażerskimi. Po pewnym czasie zanieczyszczenia te są usuwane z oceanu poprzez degradację fotochemiczną, stają się bardziej kruche i rozłamują się. Zależy to od jakości i wielkości materiału. Czasem może to trwać dziesiątki, a nawet setki lat. Śmieci takie mogą zatapiać się w oceanie, przy czym zależy to też od jakości i masy materiału. Proces ten przyspieszają często organizmy inkrustujące, zwiększając wagę pływającego obiektu. Część plastikowych zanieczyszczeń jest wyrzucana na brzeg.

#### XVIII.3.2. Organizmy a żegluga

Bardzo uciążliwe dla żeglugi jest obrastanie den statków i ich boków (poniżej powierzchni wody) przez różnego rodzaju poroślowe organizmy. Usuwanie ich i naprawianie powstałych szkód (rdzewień, nadżerek blachy), spowodowanych ich aktywnością życiową, stanowią jedno z poważniejszych kosztów przy remontach statków. Do takich „obrastaczy” należą m.in: pąkle, glony, wieloszczety osiadłe, mięczaki (głównie niektóre gatunki małży) itp. Czasami koszty oczyszczenia dna statku, remont, powtórne pomalowanie i zabezpieczenie sięgają milionów dolarów. Bardzo kosztowne są specjalne farby i środki zabezpieczające przed obrastaniem przez epifaunę. Bywają tutaj też sytuacje niebezpieczne.

Część statków słynnej Wielkiej Armady hiszpańskiej zatonała z powodu przewiercenia drewnianych den statków przez wierzące małże z rodzaju *Teredo*.

Zaczęto stosować specjalne środki zabezpieczające, oparte głównie na związkach miedzi. Jednym z takich środków jest tributyltin (TBT). Okazało się jednak, szczególnie w badaniach Goldberga (Scirpps Institution of Oceanography; 1985), że pewne aktywne związki z TBT są jednymi z najgroźniejszych toksyn, jakie dostają się do morza. Szczególnie niebezpieczne są te związki dla populacji ostryg, atakując szczególnie ich stadia juwenilne i deformując sposób wzrostu ich skorup. Powoduje to ich wyginiecie. Ponadto okazało się, że środek ten jest również szkodliwy dla pracowników stoczni remontowych. Zabroniono używania TBT i obecnie stosuje się środki mniej toksyczne, próbując stworzyć formułę środka, który zabezpieczając statki przed obrastaniem, nie będzie szkodliwy dla środowiska morskiego.

### XVIII.3.3. Ropa naftowa i jej pochodne

Od czasu słynnego zatonięcia tankowca „Torrey Canyon”, u wybrzeży Kornwalii w dniu 18 marca 1967 r., zdarzyło się jeszcze wiele katastrofalnych wycieków ropy z tankowców. Ropa również dostawała się do oceanów przy okazji jej wydobywania z dna morskiego.

Ponieważ węglowodory są substancjami organicznymi i mogą być rozkładane przez mikroorganizmy, traktowane są jako substancje stosunkowo najmniej niszczące środowisko morskie. Niestety, oleje te zawierają też inne dodatki i takie mieszaniny chemiczne reagując z wodą morską, mogą być szkodliwe dla organizmów. Ropa naftowa, ze względu na swoją kompleksową strukturę chemiczną, utrudnia odpowiedź na pytanie: po jakim czasie wycieki ropy do morza zagrożą wybrzeżom i w jakim czasie może ewentualnie dojść do samooczyszczenia?

Znanych jest kilka spektakularnych przypadków uszkodzeń tankowców transportujących ropę naftową: np. wspomniany wcześniej „Torrey Canyon”, czy też znany w USA wyciek ropy w 1969 r.. Niedaleko portu Falmouth rozbił się wówczas tankowiec „Florida”, a wyciek ropy spowodował śmierć większości organizmów morskich. Natomiast, co budziło zdziwienie, wyciek ten spowodował wzrost liczebności wieloszczetów, głównie *Capitella capitata*, które świetnie zaadaptowały się do takich warunków. Po upływie roku od wycieku prawie 99,9% liczebności zespołów makrofauny dennej tego obszaru, gdzie wyciekła ropa stanowił ten wieloszczet. Innym znanym wyciekiem ropy z rozbitego tankowca był przypadek statku „Arrow” w Zatoce Chedabucto, koło Nowej Szkocji, gdzie w ciągu trzech miesięcy od wycieku spora część oleju została oczyszczona na powierzchni przez fale, parowanie oraz rozkład fotochemiczny. Natomiast znacznie trudniej jest oczyścić z ropy osady denne.

Okres „połowicznej” egzystencji ropy na powierzchni wynosi ok. dwóch lat, a na dnie morza rozciąga się do ok. 25 lat. Powstałe skutki powodują bardzo długie i trudne odradzanie się poprzednio egzystującej biocenozy. Czasem nawet zmieniają się proporcje takiej „nowoodrodzonej” biocenozy i często nowa biocenoza nie jest podobna do istniejącej przed zniszczeniem.

Innym znanym przypadkiem był wyciek ropy z tankowca „Exxon Valdez” w pobliżu Alaski w 1989 r., który na wielką skalę spowodował śmierć wielu okazów ptaków, żywiących się na morzu (zginęło ok. 35 tys. sztuk) i wyginiecie ok. 1000 uszatek.

Ostatnie wielkie zanieczyszczenia ropą naftową środowiska morskiego spowodowała wojna w Zatoce Perskiej. W styczniu 1991 r. lotnictwo irackie zbombardowało wielkie zbiorniki ropy Kuwejtu, znajdujące się na wybrzeżu. Około 500 000 MT ropy wpłynęło do Zatoki Perskiej; było to największe w historii, jednorazowe zanieczyszczenie morza. Ponad 770 km wybrzeża Arabii zostało zanieczyszczone ropą, a zanieczyszczenie to rozciągało się na ok. 400 km od wybrzeża w kierunku morza. Szybka akcja oczyszczenia doprowadziła do uratowania części organizmów w Zatoce. Od tego czasu jej biocenoza powoli powraca do normy, jakkolwiek nie odrodziła się dotąd populacja jednego z krabów (*Ocypode*) i mszywiola (*Cleistomata*).

Wskaźnikiem biodegradacji wycieku ropy są występujące w takim obszarze maty glonowe, głównie złożone z cyjanobakterii, okrzemek i specjalnych bakterii.

Zdarzają się również wylewy ropy spowodowane eksploatacją odwiertów naftowych przez platformy wiertnicze.

#### *XVIII.3.3.1. Mikroorganizmy degradujące ropę naftową*

Ropa naftowa może być rozkładana przez organizmy, takie jak bakterie oraz grzyby. Niektóre z nich są bardzo skuteczne dla pewnych odmian węglowodorów, ale żadne z osobna nie rozkładają wszystkich składników ropy.

W 1980 r. mikrobiolog amerykański Chakrabarty wyhodował w warunkach laboratoryjnych bakterie, które rozkładały ok. 2/3 składników ropy. Bakterie te testowano w Zatoce Meksykańskiej, po wycieku w 1990 r. ropy z tankowca „Mega Borg”. Badania wypadły pomyślnie i wprowadzenie tych bakterii nie naruszyło równowagi ekologicznej w miejscu ich stosowania. Do tej pory jednak metoda ta nie jest powszechnie stosowana.

#### *XVIII.3.4. Odpady radioaktywne*

Ostatnimi czasy wzrosła istotnie dostawa do oceanów zanieczyszczeń substancjami radioaktywnymi. Od roku 1944 sztucznie tworzone radionuklidy (atomy radioaktywne) dostają się do oceanów w wyniku produkcji i testowania broni nuklearnej. Ostatnio, w morzach otaczających byłą ZSRR odkryto spoczywające na dnie wraki okrętów o napędzie atomowym. Odpady nuklearne występują częściej na półkuli północnej niż na południowej.

Innym jeszcze zagrożeniem jest niszczenie arsenału nuklearnego, spowodowane podpisaniem w ostatnich latach wielu konwencji rozbrojeniowych. Dodatkowym niebezpieczeństwem są odpady z różnego rodzaju reaktorów elektrowni atomowych. Najgorsze jest to, że tego typu materiał, ze względu na bardzo długi okres połowicznego rozpadu substancji promieniotwórczych, będzie groźny w zakresie milionów lat. Odpady te składają się z ok. 50 izotopów, a każdy z nich ma inne właściwości chemiczne, inny czas połowicznego rozpadu etc. Ponieważ trudno te odpady magazynować bezpiecznie na lądzie, rozważa się możliwość magazynowania ich na głębokich dnach oceanów, gdyż tam mogą być chronione przed naturalną erozją, aktywnością sejsmiczną itp. Są przewidywane głębie oceaniczne, których dna znajdują się poniżej 5000 m. Obecnie poszukuje się obszarów na dnach oceanów o najbardziej stabilnych parametrach. Przypuszcza się, że potrzeba jeszcze co najmniej 50 lat badań w tym zakresie, przed ewentualnym składowaniem odpadów radioaktywnych na dnach oceanów.



#### *DDT i PCB*

DDT (dwuchlorodifenylotrojchloroetan) i PCB (polichlorynowane bifenyle) znajdują się również w środowisku morskim. Są to produkty działalności ludzkiej.

Produkcja pestycydów (typu DDT) była i jest, mimo ostrej kontroli zakazu ich stosowania, wciąż duża. Skutki niszczącego działania pestycydów odbijają się szczególnie na ptactwie morskim. W latach 60. obserwowano na wybrzeżu Kalifornii bardzo wyraźne zmniejszenie populacji brązowego pelikana. Pod wpływem pestycydów skorupki jaj tego gatunku stawały się bardzo cienkie i podatniejsze na rozgniecenie podczas ich wysiadywania. Dopiero po 1976 r., kiedy zmniejszyła się dostawa pestycydów, obserwuje się zwiększenie jego populacji.

DDT często koncentruje się w ciele miękkim organizmów morskich, np. u mięczaków. PCB jest również produktem przemysłowym. Występuje on, w szerokiej gamie asortymentów, od lekarstw po tworzywa. Środek ten powodował masowe poronienia u lwów morskich i wyginiecie krewetek w Zatoce Escambia, na Florydzie. Najczęściej obie wymienione substancje dostają się do morza poprzez atmosferę. Najpierw powoli gromadzą się na powierzchni morza, a potem, przyczepiając się do cięższych cząstek, opadają głębiej wraz nimi. Niestety, nie jest łatwo przypisać danemu krajowi nadmorskiemu, że to właśnie on produkuje tego typu substancje, gdyż mogą się one przemieszczać z wiatrem i prądami oceanicznymi na bardzo dalekie odległości.

#### **XVIII. 4. Międzynarodowe akcje chroniące środowiska morskie**

W 1972 r. ONZ ustanowił plan akcji dla ratowania środowiska człowieka (APHE – *Action Plan for Human Environment*) i od tego czasu zaczęły się rozwijać rozmaite akcje na rzecz ochrony środowiska. Zaczęto na szeroką skalę stosować monitoring zanieczyszczeń. Jednym z najbardziej zanieczyszczonych do tej pory środowisk morskich jest Morze Śródziemne, poczynając od środowisk przybrzeżnych, skażone przez prawie wszystkie możliwe zanieczyszczenia. W latach 1975–1976 akty prawne dotyczące ochrony rejonu Śródziemnomorskiego ratyfikowało 13 z 18 narodów zamieszkujących ten region.

Są też inne akcje ratowania morza przed zanieczyszczeniem w rejonach: Morza Czerwonego, Zatoki Adeńskiej, mórz Wschodniej Azji, Wschodniej Afryki, Kuwejt, Karaibów, mórz Południowej Azji, Zachodniej i Centralnej Afryki, Pacyfiku i południowo-zachodniego Atlantyku. Jednak nie wszystkie rządy państw, leżących nad danymi akwenami, są wystarczająco aktywne.

Największą aktywność do tej pory wykazano w rejonach: Śródziemnomorskim, południowego i południowo-wschodniego Pacyfiku. Najgorzej te sprawy przedstawiają się w rejonach Kuwejt, Morza Czerwonego, gdyż brakuje tam wystarczająco przeszkolonych specjalistów.



## Literatura zalecana

- Andell Tj. H. van, 1975. *Mesozoic/Cenozoic compensation depth and the global distribution of calcareous sediments*. Earth Planet Sci. Letts., 187–194.
- Andell Tj. H. van, 1997. *Nowe spojrzenie na starą planetę. Zmienne oblicze Ziemi*. Wyd. PWN, 1–304.
- Baretta-Bekker G., Dursma E.K., Kuipers B.R. (wyd.). 1998. *Encyclopedia of Marine Sciences*. Springer Verlag.
- Berger W. 1976. *Biogenous deep sea sediments: production preservation and interpretation*. *Chemical Oceanography* 5, 265–388. Academic Press, London.
- Czechowski L., 1994. *Tektonika płyt i konwekcja w płaszczu Ziemi*. Wyd. Nauk. 1–251.
- Duxbury A.C. Duxbury A.B. & Sverdrup K.A. 2000. *Oceany świata*. PWN, 1–636.
- Garrison T. 1993. *Oceanography. An Introduction to Marine Sciences*. Wadsworth Publishing Comp Belmont. Ca, 1–540.
- Golonka J. 2000. *Cambrion – Neogen plate tectonic maps*. Rozprawy habilitacyjne nr 50. Wyd. UJ, 1–125.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. 1986. *Zarys sedymentologii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–628.
- Grow J.A., Mattie R.E., Shllee J.S. 1979. *Multichannel seismic depth and internal velocities over the continental shelf and Upper Continental Shelf and Upper Continental Slope between Cape Hatteras and Cape Cod*. Geological and Geophysical Invest. of Continental Margin. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 29.
- Gudelis W.K., Jemielianowa J.M. (eds.) 1982. *Geologia Morza Bałtyckiego*. Wyd. Geologiczne, 1–412.
- Kowalik Z. 1970. *Ustalone prądy wiatrowe w płytkich morzach z zastosowaniem do Morza Bałtyckiego*. 1970. Przegląd Geologiczny, 15, 145–162.
- Łomniewski K., Mańkowski W., Zaleski J. 1975. *Morze Bałtyckie*. PWN, 1–507.
- Radomski A. 1960. *Z badań nad szybkością sedymentacji osadów ilastych fliszu karpackiego*. Spr. z posiedzeń Kom. Oddz. PAN w Krakowie.
- Ross D.A. 1995. *Introduction to Oceanography*. Harper-Collins College. Publication 1–496.
- Schopf Th. J.M. 1987. *Paleoceanografia* PWN, 1–270.
- Thurman H. V. 1994. *Introduction to Oceanography* (7 wydanie). Macmillan Publ. Co., 1–550.
- Weiner J. 1999. *Życie i ewolucja biosfery*. PWN, 1–591

# Tabele

Tabela I

Uproszczona tabela skał magmowych

SKORUPA	KONTYNENTY	OCEANY	Litosfera
	Warstwa osadowa		
	Warstwa granitowa	Nieobecna	
	Warstwa bazaltowa		
	===== MOHO =====		
GÓRNY PŁASZCZ	Warstwa perydotytowa		

## Podział skał magmowych

Ze względu na sposób krzepnięcia magmy wyróżnia się trzy typy skał magmowych: skały głębinowe, wylewne i żyłowe (tab. 1, ryc. 1).

Skały głębinowe powstają w głębi Ziemi. Magma krzepnie powoli, co powoduje, że powstające minerały uzyskują formę dobrze wykształconych kryształów. Strukturę tych skał określa się jako krystaliczną.

Skały wylewne krzepną na powierzchni Ziemi stosunkowo szybko. W związku z tym większość minerałów występuje w formie mikroskopijnych kryształów tworzących tzw. ciasto (tło) skalne, w którym tkwią, widoczne gołym okiem, kryształy minerałów, które uformowały się wcześniej, gdy magma znajdowała się jeszcze w głębi Ziemi. W takim przypadku mówimy o strukturze porfirowej.

Skały żyłowe tworzą się w odgałęzieniach ogniska magmowego. W zależności od głębokości krzepnięcia mogą mieć one strukturę grubo- lub drobnokrystaliczną, widoczną jedynie pod mikroskopem.

Biorąc pod uwagę skład chemiczny i mineralny, skały magmowe tworzą ciągły szereg od bogatych w krzemionkę skał kwaśnych do skał zasadowych i ultrazasadowych, w których zawartość krzemionki jest znacznie niższa.

Skały kwaśne zbudowane są głównie z jasnych minerałów glinokrzemianowych. W najbardziej kwaśnym granicie i niekiedy w sjenicie występuje czysta krzemionka w postaci ziaren kwarcu.

Skały zasadowe mają ciemne barwy, które nadają im minerały będące solami kwasu krzemowego lub glinokrzemowego takich metali, jak Mg, Fe, Ca, N

T a b e l a II

## Uproszczona tabela skał magmowych

Chemizm skał: kwaśne $\longleftrightarrow$ zasadowe $\longleftrightarrow$ ultrazasadowe					
Dużo SiO <sub>2</sub> $\longleftrightarrow$ mało SiO <sub>2</sub>					
Dominacja minerałów: jasnych $\longleftrightarrow$ ciemnych					
skały głębinyowe:	granit	sjenit	dioryt	gabro	perydotyt
skały wylewne:	porfir	porfir bezkwarcowy	andezyt	bazalt	
skały żyłowe:	aplit	$\longleftrightarrow$ lamprofir			

T a b e l a III

## Skala wielkości ziarn

T a b e l a IV

Fracje główne		Średnica mm
Żwir	bardzo gruboziarnisty	4096–512
	gruboziarnisty	256–64
	średnioziarnisty	3–4
	drobnoziarnisty	2–4
Piasek	bardzo gruboziarnisty	1–2
	gruboziarnisty	0,5–1
	średnioziarnisty	0,25–0,5
	drobnoziarnisty	0,125–0,25
	bardzo drobnoziarnisty	0,0625–0,125
Pył		0,0039–0,0625
Il		>0,0039

Tabela stratygraficzna

Era Eratem	Epoka Oddział		Okres System		Wiek (mln lat)			
KENOZOIK7	Czwartorzęd		Holocen		0,2			
			Plejstocen		1,8			
	Trzeciorzęd	Neogen	Pliocen		5,2			
			Miocen		23,8			
		Paleogen	Oligocen		33,5			
			Eocen		54,5			
			Paleocen		64,8			
			MEZOZOIK	Kreda		późna	górna	98,9
						wczesna	dolna	144,2
Jura		późna		górna	159,4			
		środkowa		180,1				
		wczesna		dolna	205,7			
		Trias		247				
PALEOZOIK	Perm			290				
	Karbon			363				
	Dewon			405				
	Sylur		435					
	Ordowik		510					
	Kambr		570					
PREKAMBR	Proterozoik		2500					
	Archaik		≈ 4600					

Stratygrafia jest działem geologii zajmującym się ustalaniem wieku skał. Podziału historii Ziemi dokonano na podstawie zmian świata organicznego. Jest to podział względny, określa on jedynie, które serie skalne są starsze, a które młodsze. Wiek bezwzględny tych

serii określono na podstawie stosunku zawartości w badanych skałach pierwiastków promieniotwórczych do produktów ich rozpadu.

Jednostki stratygraficzne mają podwójne znaczenie. Odnoszą się one zarówno do czasu, w jakim powstał badany kompleks skalny, jak i do samej skały utworzonej w tym czasie. Jednostki wyższego rzędu dzielimy na mniejsze. W przypadku gdy chodzi o czas jakiegoś zjawiska, używa się określeń wczesny, środkowy, późny. Natomiast gdy jest mowa o osadach, które powstały w określonym czasie, dzielimy je na dolne, środkowe i górne. Np. transgresja morza nastąpiła we wczesnej jurze, natomiast mówiąc o osadach utworzonych w tym czasie, określamy je jako dolne, środkowe i górne. W naszym przypadku będą to osady dolnojurajskie

# Słownik

**Abrazja** – niszczenie brzegów morskich przez fale oraz ścieranie skał przez niesione przez nie głązy i piasek.

**Adiabatyczny** – proces (przemiana), podczas którego układ nie oddaje i nie pobiera ciepła.

**Akumulacja** – gromadzenie się materiału.

**Alkaliczny** – zasadowy (chem.).

**Amfibol** – minerał o budowie słupkowej, czarny. Skład chemiczny chwiejny. Składa się z kilku krzemianów wapnia, magnezu, manganu, zawiera niekiedy aluminium.

**Andezyt** – magmowa skała wylewna. Składa się z plagioklazu, piroksenu lub amfibolu, niekiedy diorytu, ciemnoszara o strukturze porfirowej.

**Apatyt** – grupa minerałów, fosforanów wapnia ( $\text{Ca}_5\text{PO}_4$ ) (F, Cl, OH). Znajduje się w skałach magmowych. Używany do wyrobu nawozów sztucznych oraz do otrzymywania fosforu.

**Aragonit** – minerał o takim samym składzie, jak kalcyt ( $\text{CaCO}_3$ ), ma inną budowę kryształów.

**Auksospora** – jest specyficzną formą okrzemka. Okrzemka odrzuca stary krzemionkowy pan-cerzyk powiększa swoje wymiary i pokrywa się pektynowo-krzemionkową otoczką.

**Autigeniczny** – składnik skały powstały podczas tworzenia się skał lub we wczesnych etapach jej przeobrażeń.

**Bazalt** – magmowa skała wylewna, czarna. Składa się z plagioklazu i piroksenu, często z oliwinu.

**Bazalt toleityowy** – odmiana bazaltu zawiera w dużych ilościach  $\text{SiO}_2$ , Na i K.

**Bentos** – zespół organizmów żyjących na dnie zbiornika wodnego.

**Brakiczny** – słonawy, odnosi się do wody morskiej.

**Chalcedon** – skała osadowa zbudowana z bezpostaciowej krzemionki.

**Chloryt** – zbiorowa nazwa dla grupy minerałów o składzie  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  –  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ . Barwa przeważnie zielonkawa lub pomarańczowobrunatna. Pokrój blaszkowy lub łupkowy. Są to minerały wtórne, powstają w warunkach hydrotermalnych jako produkty przeobrażeń minerałów ciemnych. Występuje w pomagmowych żyłach i wypełnieniach szczelin. Są one również składnikiem łupków chlorytowych.

**Chondryty** – meteoryty kamienne składające się z ziarn kulistych o średnicy ok. 1 mm, najczęściej składające się z oliwinu i piroksenu. Płytki oliwinu i pręciki piroksenów tworzą w nich skupienia ekscentryczno-promieniste.

**Cysta** – twór przetrwalnikowy u pierwotniaków powstający w warunkach niesprzyjających ich rozwojowi.

**Czert** – osadowa skała krzemionkowa zbudowana z chalcedonu pochodzenia organicznego lub chemicznego.



Debit – ilość wody przepływającej w określonym miejscu w jednostce czasu.  
Diapir – bardzo silnie pofałdowany słup (najczęściej solny), przebijający utwory młodsze.  
Dolomit – skała osadowa. Zawiera ona co najmniej ponad 50% minerału  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  o tej samej nazwie.  
Dunit – magmowa skała głębinowa składająca się z oliwinu z domieszkami piroksenu i magnetytu.  
Dywergencja – rozbieżność, rozdział.

Eklogit – skała metamorficzna składająca się z granatu i piroksenu. Jest produktem przeobrażenia w warunkach wysokiego ciśnienia. Powstaje w głębokich strefach skorupy ziemskiej i górnym płaszczu.  
Enstatyt – minerał z grupy piroksenów.  
Eoliczny – osad utworzony przez wiatr niosący materiał.  
Epikontynentalny – osad, morze, powstałe na skorupie kontynentalnej.  
*Eucaryota* (grzyby) – jedne z najstarszych organizmów wielokomórkowych. Powstały one prawdopodobnie przed 1,4 mln lat. Odznaczają się dużymi komórkami zawierającymi jądro i organelle typu mitochondrii.  
Euryhalinowy – organizm morski mogący żyć w różnych warunkach zasolenia.

Fajalit – minerał, krzemian żelaza ( $\text{FeSiO}_4$ ), wchodzący w skład oliwinu.  
Filipsyt – minerał. Skład chemiczny chwiejny ( $\text{Ca}, \text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_4$ ). Występuje w próżniach bazaltów i podobnych im skałach wulkanicznych.  
Flokulacja – zlepianie w się w wodzie drobnych cząstek w procesie koagulacji.  
Forsteryt – minerał bezbarwny, żółty, jasnozielony, a także czerwony lub brunatny krzemian magnezu ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ). Występuje w zmetamorfizowanych wapieniach.  
Fytolity – drobne elementy krzemionkowe w komórkach roślinnych.

Gabro – magmowa skała głębinowa o barwie czerwonej lub ciemnozielonej. Składa się z plagioklazu i piroksenu.  
Glacjał – okres zlodowacenia.  
Gnejs – skała metamorficzna o budowie łupkowej. Produkt przeobrażenia kwaśnych skał magmowych.  
Granat – minerał z grupy krzemianów barwy ciemnoczerwonej, pospolita w skałach metamorficznych.  
Granit – skała głębinowa, jasna. Głównymi jej minerałami są: skalenie, kwarc, biotyt.  
Granitognejsy – skała metamorficzna o budowie łupkowej. Produkt przeobrażenia skał kwaśnych magmowych lub osadowych.  
Granodioryt – skała głębinowa, podobna do granitu, jasna. Przeważa w niej oligoklaz nad skaleniem, często występuje w niej również amfibol.

Haramyloliza – wietrzenie podmorskie spowodowane działaniem słonej wody i związków chemicznych, wydzielanych przez rozkładające się szczątki organizmów.  
Hydrotermalny – osad, złożone powstałe z gorących roztworów pomagmowych o temperaturze poniżej 370°C.

Illit – grupa podobnych do miki mineralów. Występują one w łupkach ilastych. Ogólny wzór:  
 $K_2Al_2(Si_8Al)O_{20} \cdot (OH)_4$ .

Intraklasty – ziarna częściowo zlitifikowanego mułu wapiennego tkwiącego w wapieniach lub mułu w piaskowcach.

Kalcyt – minerał o składzie  $CaCO_3$ .

Kaolinit – minerał ilasty o wzorze  $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ .

Klastyczny – okruszowy

Koagulacja – łączenie się cząstek koloidalnych w zespoły.

Konwergencja – łączenie się np. prądów lub mas wodnych o różnej gęstości.

Korteks – zewnętrzna strefa laminowana otulająca jądro ooidu.

Krewasa – szczelina, pęknięcie w lodowcu.

Krystobalit – minerał będący odmianą krzemionki, biały, tworzy kryształy.

Lateryt – zbliżony swym wyglądem do gliny. Składa się z kaolinu i tlenków żelaza. Najczęściej jest czerwono-brunatny. Powstaje w trakcie wietrzenia granitów, gnejsów, bazaltów, piaskowców lub ilastych łupków.

Lipidy – tłuszcze i woski wytwarzane przez bakteryjną mikroflorę denną, zawierają również pewne ilości węglowodorów.

*Lithothamnium* – gatunek glonu.

Maficzny – minerał, skała pozbawiona krzemionki (zasadowa).

Magnetyt – minerał, tlenek żelaza ( $Fe_3O_4$ ), silnie magnetyczny. Tworzy najbogatsze rudy żelaza.

Mikrotektyty – drobne ułamki tektytów (patrz tektyty).

Ofiolit – jest to kompleks skalny powstający we wczesnych stadiach ruchów górotwórczych. Składa się z 3 kompleksów, od góry są to: lawy poduszkowe, zespół dajek diabazowych i kompleks gabr i skał ultrazasadowych.

Oliwin – minerał skałotwórczy. Krzemian magnezu i żelaza ( $(Mg,Fe)_2SiO_4$ ), główny składnik zasadowych skał magmowych.

Opal – minerał bezpostaciowy, nie tworzy kryształów, o składzie chemicznym  $SiO_2 \cdot nH_2O$ . Bywa przezroczysty lub mętny. Zwykle jest biały, żółty, czerwony lub brunatny. Używany on jest jako kamień półszlachetny.

Pegmatyt – gruboziarnista odmiana skał głębinowych, występuje w postaci żył i gniazd najczęściej wśród dużych mas granitowych.

Pellety – owalne lub kuliste agregaty mikrokrystalicznego kalcytu bez struktur wewnętrznych. Większość z nich to ekskrementy bezkręgowców, inaczej grudki fekalne.

Perydotyt – magmowa skała głębinowa. Składa się z oliwinu i piroksenu.

Piro- – przedrostek oznaczający pochodzenie z magmy lub lawy.

Piroklastyczny – skała (osad) składająca się z okruszków skały magmowej.

Piroksen – minerał skałotwórczy. Czarny. Składa się głównie z piroksenów, minerałów będących krzemianami Mg, Fe, i Ca o zróżnicowanym składzie chemicznym.  
Porfirowa budowa skały – w mikrokryształicznym tle występują widoczne gołym okiem kryształy minerałów.  
Prokaryoty – jednokomórkowe organizmy nieposiadające jądra komórkowego. Rozmnażają się przez podział komórki.

Radiolaryty – osadowe skały krzemionkowe utworzone ze skorupki radiolari.  
Regresja – wycofywanie się morza z zalanego przez nie kontynentu.  
Ryolit – magmowa skała wulkaniczna o strukturze porfirowej.

Sapropel – ciemny muł gnilny w zbiornikach wodnych, bogaty w substancje organiczne, siarczki żelaza. Powstaje z rozkładu szczątków organicznych w warunkach beztlenowych. Wydzielają się przy tym gazy  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$  i in.  
Siliko- – przedrostek łaciński oznaczający “krzemionkowy”.  
Sinice – jedno- lub wielokomórkowe glony.  
Sjenit – głębinowa skała magmowa składająca się z głównie ze skaleni, biotytu, piroksenu lub amfibolu.  
Skalenie – jest to grupa skał będących głównymi składnikami skał magmowych; są to glino-krzemiany sodu, wapnia i potasu, tworzą białe, szarawe, różowe tabliczki o bardzo dobrej łupliwości.  
Skały kwaśne – skały o przewadze krzemionki.  
Skały sialiczne – skały o przewadze krzemionki.  
Skały zasadowe – skały pozbawione krzemionki.  
Spinel – minerał, tlenek magnezu i glinu ( $Mg, Al_2O_4$ ). Występuje w zmetamorfizowanych skałach ilastych.  
Stiszowit – minerał występujący w meteorytach, tlenek krzemu ( $SiO_2$ ). Nie występuje na Ziemi.  
Szamozyt – minerał występujący niemal wyłącznie w postaci skupień oolitowych, zielono-szary lub brunatny, niekiedy czarny. Zawiera 34–42,5%, FeO, 6%,  $Fe_2O_3$ , 13%  $SiO_2$  i ponad 22%  $H_2O$ . Jest produktem hydrotermalnym. Tworzy rudy żelaza.

Tanatocenoza – zespół obumarłych organizmów.  
Tefra – osad utworzony przez materiał piroklastyczny wyrzucony przez wulkan.  
Tektyt – rodzaj meteorytu złożony ze szkliwa zawierającego ok. 70% krzemionki lub jest produktem topienia piasku przy upadku meteorytu.  
Terygeniczny – składnik pochodzący z lądu.  
Tonalit – skała głębinowa podobna do granitu. Składa się z kwarcu, plagioklastu, amfibolu i biotytu.

Wakuole – próżnie w organizmach jednokomórkowych.

Zeolity – minerały są wodnymi glinokrzemianami wapnia i sodu. Powstają przez działanie roztworów w średnich i niskich temperaturach, które doprowadzają  $Na_2O$  i  $CaO$ .

# Indeks

## A

Adeńska Zatoka  
Agassis Aleksander  
agradacja  
Akilia: wystąpienie jednego z najstarszych zespołów skamieniałości  
Akritarchy  
Albert I Wielki Książę Monako  
Aleksander Wielki  
Alpy  
Ancylusowe Jezioro  
andezyt  
andezytowa linia  
Antarktyda: cyrkulacja wód oceanicznych  
    wody denne  
    wody głębokie  
Arabskie Morze  
Archipelagowe Morze  
Arkoński Basen  
Arktyczne Morze  
astenosfera  
Atlantyk: cyrkulacja wód  
    geneza  
    wody głębokie  
Atlantyk centralny  
Atlantyk południowy  
Atlantyk północny  
atmosfera: historia  
atol: Eniwetok  
    geneza  
Australia  
autogeniczne osady

## B

Bahama Wyspy  
Balboa Vasco Nuñez  
Balearów Basen  
Bałtyckie Jezioro Lodowe  
bariery piaszczyste  
baryty  
baseny oceaniczne  
bazalty: alkaliczne

poduszkowe  
toleitytowe

bąble gazowe  
„Beagle” (statek)  
bentos  
białe fontanny  
Biblioteka Aleksandryjska  
bieguny Ziemi: ruch  
BIF  
Big Bang (patrz: Wielki Wybuch)  
biocenoza  
Borderland, budowa  
Bornholm wyspa  
Bornholmski Basen  
Brokena płaskowyż  
brzeg morza  
Burgess Pass (stanowisko paleontologiczne)  
butla Nansena

## C

Cambella płaskowyż  
chloryt  
ciecz nieniuonowska  
ciecz niutonowska  
cieśniny: Beringa  
    Bosfor  
    Dardanele  
    Gibraltar  
    Kattegat  
    Kerczańska  
    Kwarken  
    Mały Belt  
    Wielki Belt  
    Skagerrak  
    Sund  
*Claudinia*  
Cook James  
cyrkulacja wód oceanicznych:  
    antyestuariowa  
    estuariowa  
    termohalinowa  
„czarna dziura”

czerty  
czerwona ziemia (patrz lateryt)

## D

dajka  
Darwin Karol  
DDT (dwuchlorodifenylotróchloroetan)  
delta: budowa  
    Brahmaputry  
    Nilu  
    San Francisco  
diapiry solne  
Diaz Bartolomeo: wyprawa  
*Discoastray*  
Dobrej Nadziei Przylądek  
dolina ryftowa  
Doplera efekt  
dunit  
działo powietrzne

## E

Echineis  
echosonda  
Eckmann V.W.  
Ediacara (stanowisko paleontologiczne)  
eklogit: geneza  
El Niño  
epicentrum  
epoki magnetyczne  
Eratostenes  
eratyk  
Ericsson  
estuaria  
eukarionty  
euryhalinowe organizmy  
Everest  
„Exxon Valdez” (statek)

## F

Falaron (płyta litosfery)  
fala wodna: elementy fali  
    głębokowodna  
    grawitacyjna  
    kapilarna  
    martwa  
    piaskowa  
    płytkowodna  
    pośrednia  
    stojąca

## wewnętrzna

fale sejsmiczne (zobacz hipocentrum  
epicentrum):

dyletacyjne  
podłużne  
poprzeczne  
powierzchniowe

Falklandów płaskowyż  
fauna z Burgess Pass  
Fenicjanie  
fertylizacja  
Fionia wyspa  
fitoplankton  
Fitzroy Robert  
flotacja  
Forbes Edward  
fosforyty  
fotosynteza  
„Fram” (statek)  
Franklin Benjamin  
fytolity

## G

Galapagos wyspy  
gaz ziemny  
glify  
glinokrzemiany  
glinty  
„Glomar Challenger” (statek)  
głębia: Gdańska  
    Gotlandzka  
    Landsort  
głębokość krytyczna  
Gondwana  
gorące plamy  
Gorda (płyta litosfery)  
góry fałdowe: powstawanie  
grawitacja: anomalie  
Grenlandia: zasiedlenie  
Grotius Hugo  
grudki fekalne  
grzbiety: asejsmiczne  
    piaszczyste  
grzbiety podmorskie:  
    Carlsberga  
    Ceara – Sierra Leone  
    Chattham  
    Czagos – Lakkadiwy  
    90° Południka





krawędzie kontynentalne: atlantyckie  
pacyficzne

krążenie wód: termohalinowe

krzemionka: rozpuszczanie

krzywa hipsometryczna

Krzywy Róg (półwysep)

ksenolit

Kula (płyta litosfery)

Kullenberg: aparat

Kwarken cieśnina

kwaz krzemowy

## **L**

Laguny: osady

równie przelewowe

zasolenie wody

Lamont Doherty Observatory

Langelland wyspa

lateryt

Laurazja

litosfera

lizoklina (patrz zasolenie)

Lolland wyspy

## **Ł**

Ławica Orla

Ławica Środkowa

łódzik (*Nautilus*)

łuk wyspowy: budowa

geneza

Kurylski

Japoński

Marianów

## **M**

Magellan Ferdynand

magnetostratygrafia

magnetyczne: epoki

wydarzenia

magnetyzm szczątkowy

Małe Antyle (wyspy)

manganowo-żelaziste utwory

Mapa Monakijaska

Martin Jon

„Mega Borg” (statek)

megatony (MT)

Meksykańska Zatoka

melanż tektoniczny

mikrokonkrecje manganowe

mikrokontynenty: Madagaskar

Seszele-Maskareny

(grzbiet)

Brokena (Płaskowyż)

mikrometeority

mikrotektyty

minerały ferromagnetyczne

Moho

Morza: Arabskie

Archipelagowe

Arktyczne

Baffina

Bałtyk

Bełtów

Czerwone: geneza

osady

spreading

zasoby metali

Echineis

Emskie

Grenlandzkie

Holsztyńskie

Karaibskie

Koralowe

Limnea

Marmara

Mastogloi

Sargassowe

Śródziemne

Morze epikontynentalne

Mount Everest

## **N**

nanoplankton wapienny

Nansen Fridjoff (patrz butla Nansena)

narybek

*Nassellaria*

Nieciągłość sejsmiczna: Conrada

Guttenberga

Mohorowiča

Nowa Fundlandia: zasiedlenie

## **O**

oceanografia: czasy ostatnie

okres wielkich odkryć

geograficznych

średniowiecze

oceany: historia

powierzchnia

rozkład

stadia rozwoju

ofiolity

okrzemki (*Diatomeae*)

Olandia wyspa

omfacyt

ooidy: budowa

geneza

opal

Orphan Knoll

oryktocenoza

osady morskie: autigeniczne

geneza

krzemionkowe

manganowe

siarczkowe

otwornice (*Foraminiferida*)

## P

Pacyfik: rozrost

pak lodowy

Paleotetyda

Pangea

Panthalassa

pąkle

PCB – polichlorowane bifenyle

pelagiczne środowisko

pellety

perydotyt

piaski głębokomorskie: eoliczne

lodowcowe

pelagiczne

wulkaniczne

pierwiastki śladowe

piroklastyczny materiał

pizoidy

pizolity

plankton

platformy oceaniczne

plaża

plaskowyż: Brokena

Cambella

Falklandów

Maskarenów

Rockall

Telegrafu

plawność

płyny nienewtonowskie

płyny newtonowskie

płyty litosfery: kolizja

krawędzie

Fallaron

Gorda

Kokosowa

Kula

pływy: kwadraturowe

syzygialne

podniesienie przedkontynentalne

pogonofory (*Pogonophora*)

„pompa biologiczna”

prawo morza

prąd: Alaski

Antarktyczny

Antylski

Arktyczny

Atlantycki: Południowy

Północny

Baffina

Beringa

Brazylijski

Falklandzki

Florydzki

Grenlandzki

Gwinejski

Gujański

Humboldta

Irmingera

Kalifornijski

Kanaryjski

Karaibski

Kuro-siwo

Kurylski (Oya-siwo)

Labradorski

Madagaskarski

Monsunowy

Norweski

Okolobiegunowy

Oya-siwo (Kurylski)

Pacyficzny: Południowy

Północny

Południowy Prąd Równikowy

Przylądka Igielnego

Równikowy Prąd: Południowy

Północny

Wsteczny

Somalijski

Wiatrów Zachodnich

Wokółantarktyczny

Wschodniogrenlandzki

Zachodnioaustralijski  
 Zatokowy  
 prądy: geostroficzne  
     grawitacyjne  
     kompensacyjne  
     konturowe  
     konwekcyjne  
     krążenie  
     pływowe  
     rozrywające  
     termohalinowe  
     wstępujące  
     wyrównawcze  
     zawieszinowe  
     zstępujące  
 prodelta  
 progradacja  
*Prokaryoty*  
 Promienice (*Radiolaria*)  
 prowincja: nerytyczna  
     oceaniczna  
 pryzma akrecyjna  
 przesmyk pływowy  
 przybrzeże  
*Pteropoda*  
 Ptolomeusz Klaudiusz  
 pułapki sedymentacyjne  
 punkt Curie  
 pyknoklina

**R**

*Radiolaria* (patrz: Promienice)  
 rafa: budowa  
     geneza  
     przybrzeżna  
     strefowość biologiczna  
 refleksyjna metoda  
 refrakcyjna metoda  
 Renard A.F.  
 „Resolution” (statek)  
 rewa  
 riplemarki: falowe  
     geneza  
     prądowe  
 Rockall  
 rok świetlny  
 ropa naftowa: zasoby  
 Rosental School of Atmospheric and  
     Oceanic Studies

Ross James  
 Ross John  
 rozłamy: Mendocino  
     Murray  
 rów oceaniczny: Japoński  
     Kermadec – Tonga  
     Marianów  
     wygłodzony  
 równiny abisalne  
 rybołówstwo  
 ryftowy rów wewnętrzny

**S**

San Andreas uskok  
 sapropel  
 Sarema Wyspa  
 scoria  
 Scripps Institution of Oceanography  
 seiche  
 Seilacher Adolf  
 sejsmiczne metody: refleksyjna  
     refrakcyjna  
     strefy  
 Shoner  
 siatka współrzędnych geograficznych  
 sierpy plażowe  
 siła bezwładności: Coriolisa  
     grawitacji  
     odśrodkowa  
 sinice  
 sjenit  
 skalenie  
 skały: kwaśne  
     sialiczne  
     zasadowe  
 skłon kontynentalny  
 skorupa: kontynentalna  
     oceaniczna  
     subkontynentalna  
     suboceaniczna  
 Słupska Rynna  
 Somalia  
 sonar  
 sonda  
 spinel  
 spirala Ekmanna  
 spływy: grawitacyjne  
     kohezyjne  
     kolizyjne

upłynnionego materiału  
 spreading  
*Spumellaria*  
 stenohalinowe  
 stopień geotermiczny  
 strategia życiowa  
 strefa: abisalna  
     azoiczna  
     Benioffa (zobacz subdukcja)  
     eufotyczna  
     fotyczna  
     hadalna  
     hemipelagiczna  
     litoralna  
     mezopelagiczna  
     pelagiczna  
     przejściowa Ziemi  
     stromatolit  
     subdukcja: budowa  
         grawimetria  
         sejsmika  
         szybkość  
         wulkanizm  
     sublitoralna  
     supralitoralna  
 system słoneczny: geneza  
 szelf: doliny kopalne  
     geneza  
     krawędź  
     morfologia  
     osady  
     podział  
 szelfy: abrazyjne  
     agradujące  
     progradujące  
     silikoklastyczne  
     węglanowe

**Ś**  
 ślady opływania

**T**  
 tafocenoza  
 tafonomia  
 tanatocenoza  
 tarasa akumulacyjna  
 tefra  
 tektyty  
 termoklina

Tetyda  
 tlen: zawartość w atmosferze  
 „Torrey Canyon” (statek)  
 Toscanelli Paolo  
 transgresja holocenińska  
 trapy  
 tributyltin (TBT)  
 Tristan da Cunha (wyspa)  
 troficzna: piramida  
 troficzny: łańcuch  
     poziom  
 trydymit  
 tsunami

**U**  
 Ural  
 uskoki transformacyjne  
 uwarstwienie frakcyjne  
 uziarnienie frakcyjne

**V**  
 Vasco da Gama  
*Vendobionta*  
 Vening Meinesz  
 Vespucci Amerigo

**W**  
 Waldse Müller  
 wał: brzegowy  
     burzowy  
     przykorytowy  
 warstwa: bazaltowa  
     granitowa  
     mieszana  
     oceaniczna  
     perydotytowa

watt  
 Wielka Rafa Australijska  
 wiercenie podmorskie  
 Wikingowie  
 Wir Północnoatlantycki  
 Wir Południowoatlantycki  
 Woda: adhezja  
     gęstość  
     kohezja  
     powstanie  
     właściwości  
     zamarzanie  
 woda morska: podział głębokościowy

- powstanie
- przenikanie światła
- skład
- temperatura
- uwarstwienie termalne
- zasolenie (patrz lizoklina)
- wody juvenile
- Woods Hole Oceanographic Institution  
(WHOI)
- wszechświat geneza
- Wüst Gregory
- wypływy szczelinowe
- Z**
- Ziemia: budowa wewnętrzna
  - ciężar właściwy
  - elementy fizjograficzne
  - wymiary
- „Ziemia św. Krzyża”
- złodowacenia: historia
- zooplankton